

HUNGARIAN GEOPHYSICAL INSTITUTE 'LORAND EÖTVÖS'
MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET
ВЕНГЕРСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМ Л. ЭТВЕША

GEOPHYSICAL TRANSACTIONS
GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK
ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ БЮЛЛЕТЕНЬ

26

BUDAPEST, 1980

Felelős szerkesztő
Managing Editor
Ответственный редактор
MÜLLER Pál

Szerkesztő bizottság
Editorial Board
Редакционная коллегия

ÁDÁM Oszkár, JÁMBOR Áron, MOLNÁR Károly, STEGENA Lajos,
SZABADVÁRY László, TAKÁCS Ernő, VERŐ József

Szerkesztőség
Editorial Staff
Редакция

Szerkesztő
Editor
Редактор
SZ. KILÉNYI Éva

Társszerkesztő
Associate Editor
Соредактор
ACZÉL Etelka

Grafikai szerkesztő
Technical Editor
Технический редактор
NÉMETH Lajos

ETO/UDC 550.3(061.6) (439 Budapest) (058)
HU ISSN 0016–7177



80.5938 Egyetemi Nyomda, Budapest — 1980
Felelős vezető: SÜMEGHI ZOLTÁN igazgató

CONTENTS

<i>Balla, Z.</i> : Neogene volcanites in the geodynamic reconstruction of the Carpathian region	5
<i>Korvin, G.</i> : Effect of Random Porosity on Elastic Wave Attenuation	43
<i>Balla, Z. – Márton, E.</i> : Magnetostratigraphy of the Börzsöny and Dunazug Mountains	69
<i>Andrássy, L.</i> : Approximate Graphical and Numerical Determination of Densities Corrected for Borehole Diameter	79

TARTALOM

<i>Balla Zoltán</i> : A neogén vulkanitok jelentősége és problematikája a Kárpáti régió geodinamikai rekonstrukciójában	34
<i>Korvin Gábor</i> : A véletlen porozitás hatása a rugalmas hullámok elnyelődésére	56
<i>Balla Zoltán – Mártonné Szalay Emő</i> : A Börzsöny- és a Dunazug-hegység magnetostratigiájája	57
<i>Andrássy László</i> : Közelítő grafikus és matematikai megoldás a térfogatsúly-értékek fűrőlyukban történő közvetlen meghatározására, a fűrőlyukhatás figyelembevételével	88

СОДЕРЖАНИЕ

<i>З. Балла</i> : Проблематика и значение неогеновых вулканитов для геодинамических реконструкций в Карпатском регионе	41
<i>Г. Корвин</i> : Влияние случайной пористости на поглощение упругих волн	56
<i>З. Балла – Э. Мартон</i> : Магнитостратиграфия Бёржёнских и Дунаzugских гор	77
<i>Л. Андраши</i> : Приближённое графическое и математическое решение для определения значений объёмного веса с учётом влияния скважины	88

NEOGENE VOLCANITES IN THE GEODYNAMIC RECONSTRUCTION OF THE CARPATHIAN REGION

Z. BALLA*

I. Introduction

Neogene volcanites of the Carpathian region are generally classified as being either in the calc-alkaline (andesite, dacite, rhyolite) or in the alkaline-basaltic series. Plate-tectonic oriented interpretations are usually based on an idea of long standing, according to which the calc-alkaline volcanism of the Carpathian region is *analogous to that of the recent island arcs*.

Two variations of this conception have been proposed.

1. The standpoint represented first of all by Roumanian and Italian geologists [BLEAHU et al. 1973; BOCCALETTI et al. 1973a, 1973b; RĂDULESCU and SÂNDULESCU 1973] has the following characteristic features:

1.1. Practically all volcanites form a uniform arc extending from Central Slovakia through North Hungary, East Slovakia, the Soviet Transcarpathians and North Roumania as far as the Harghita Mountains (Fig. 1.).

1.2. This arc lies on the inner side of the Carpathian fold system and is related to the same subduction processes which brought into being the Carpathians.

1.3. This subduction consumed the oceanic or suboceanic crust of the basin where the flysch of the Outer Carpathians had been accumulated.

1.4. The alkaline-basaltic volcanism spatially follows the calc-alkaline one, it is related to the inner side of the arc and can be considered analogous to the magmatism with regard to the spreading of the interarc basins.

2. According to the Soviet school the above statements hold only for the Vihorlat-Gutâi and Călimani – Harghita mountain chains whereas older (Miocene) volcanites are related to other processes [NAUMENKO and GONCHARUK 1969; GOFSTEIN 1975], namely to subduction within the Carpathians [DANILOVICH 1975]. This opinion is shared by SZÁDECZKY-KARDOSS [1971] who was the first to give an outline sketch of the Tertiary subduction belts and the related volcano chains [SZÁDECZKY-KARDOSS 1975], (Fig. 2).

There are also other interpretations of the Carpathian neogene volcanism, based on plate tectonics. The possible connection with mantle diapir was first suggested by SZÁDECZKY-KARDOSS (1967). The mantle diapir model was elaborated in more detail by STEGENA et al. (1975) who, in their main text, left open the question whether the calc-alkaline volcanism was linked with mantle diapir or with subduction. However, the figure which illustrated their statement (Fig. 3) should be considered as a definite standpoint. The probable connec-

* Hungarian Geophysical Institute "Lorand Eötvös", Budapest
Manuscript received: 15. 9. 1979.

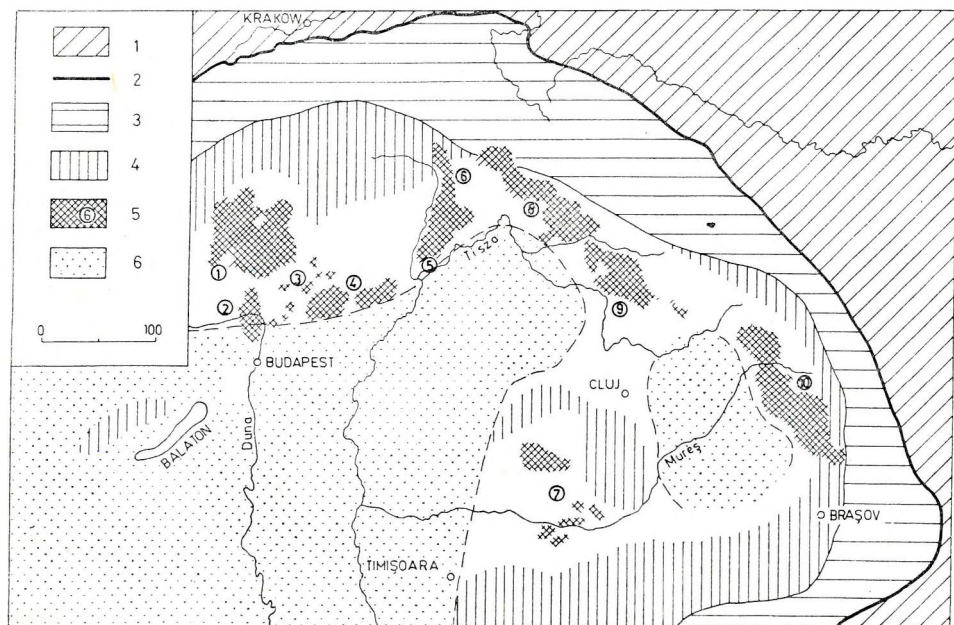


Fig. 1. Arrangement of the Neogene calc-alkaline volcanites of the Carpathian region: the "arc" variant [BLEAHU et al. 1973, Fig. 1]

1 — Polish, Russian, Moesian Platforms; 2 — outer boundary of the Carpathian fold system; 3 — folded arc of the Outer Carpathians; 4 — outcrops of Mesozoic and older formations inside the Carpathians; 5 — calc-alkaline volcanites; numbers on the map: ① — Central Slovakia, ② — Börzsöny—Dunazug, ③ — Cserhát, ④ — Mátra and the Bükk foothills; ⑤ — Tokaj Mts., ⑥ — Prešov range, ⑦ — Apuseni Mts., ⑧ — Vihorlat—Soviet-Transcarpathians, ⑨ — Oaş-Gutâi Mts., ⑩ — Călimani—Harghita mountain chain; 6 — inner basins (Pannonian, Transylvanian).

Note: deleted — alkaline basalts; altered — title of the map and parts of the legend

1. ábra. A Kárpáti régió neogén mészalkáli vulkanitjainak elrendeződése: „ív” variáns [BLEAHU et al. 1973, fig. 1]

1 — Lengyel tábla, Orosz tábla, Moesiái tábla; 2 — a Kárpátok gyűrt rendszerének külső határa; 3 — a Külső Kárpátok gyűrt íve; 4 — mezozoos és idősebb képződmények kibúvásai a belső területen; 5 — mészalkáli vulkanitok; számok a térképen: ① — Közép-Szlovákia; ② — Börzsöny—Dunazug; ③ — Cserhát; ④ — Mátra és Bükkalja; ⑤ — Tokaji hegység; ⑥ — Eperjesi vonulat; ⑦ — Erdélyi-középhegység; ⑧ — Vihorlát—Kárpátontúli Ukrajna; ⑨ — Ávas—Gutin-hegység; ⑩ — Kelemen—Hargita hegylánc; 6 — belső medencék (Pannon, Erdélyi)

Megjegyzés: elhagyva — alkáli bazaltok; megváltoztatva — a térkép elnevezése és a jelmagyarázat egyes szövegrészei

Fig. 1. Распределение известково-щелочных вулканитов неогена в Карпатском регионе: вариант „дуга” [BLEAHU et al. 1973, fig. 1]

1 — Польская плита, Русская платформа, Мизийская плита; 2 — внешняя граница складчатой системы Карпат; 3 — складчатая дуга Внешних Карпат; 4 — выходы мезозойских и более древних образований во внутренних областях; 5 — известково-щелочные вулканиты; цифры на карте: ① — Средняя Словакия, ② — Бёржён—Дунауг, ③ — Черхат, ④ — Матра и Бюккалья, ⑤ — Токайские горы, ⑥ — Прешовская гряда, ⑦ — горы Апусени, ⑧ — Вихорлат — Закарпатская Украина, ⑨ — горы Оаш—Гутый, ⑩ — цепь Кэлимини—Харгита; 6 — внутренние впадины (Паннонская и Трансильванская)

Примечание: опущены щелочные базальты, изменены: название карты и некоторые из текстов условных обозначений

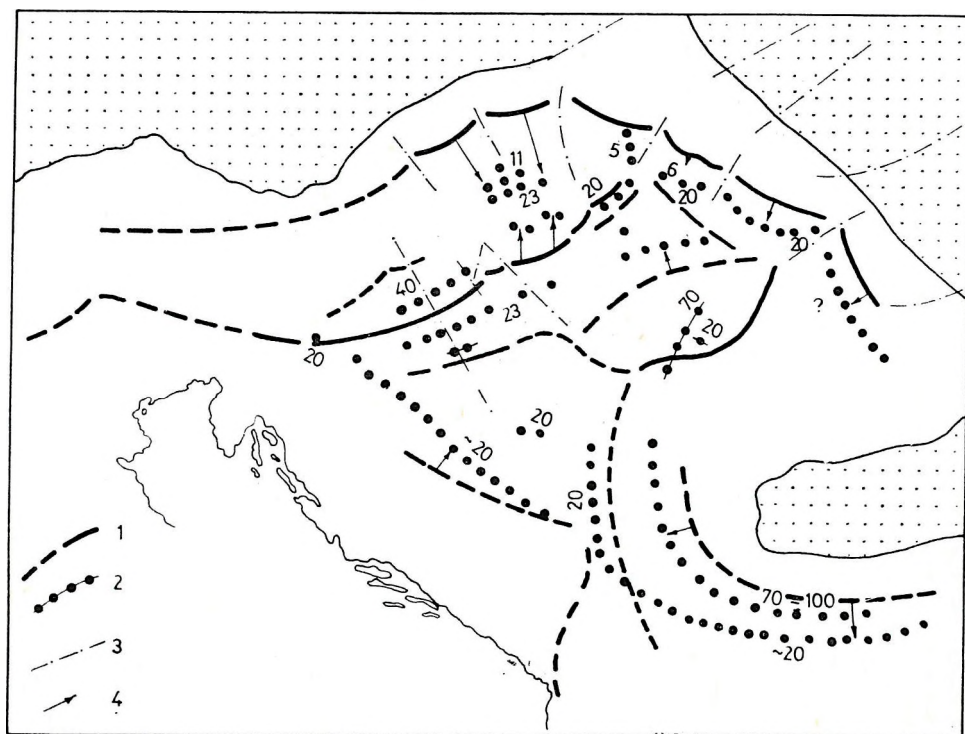


Fig. 2. Neo-Alpine subduction zones of the Carpathian—Balkan—Dinaric region [SZÁDECZKY-KARDOSS 1975, Fig. 4]

1 — subduction zones (sutures), 2 — volcanic arcs (numbers: ages, in million years), 3 — transverse (transform?) faults, 4 — correlation

2. ábra. Neoalpi szubdukciós övek a Kárpát—Balkán—Dinári területen [SZÁDECZKY-KARDOSS 1975, 4. ábra]

1 — szubdukciós övek (varratok); 2 — vulkáni ívek (számok: koruk, millió éven); 3 — transzverzális (transzform?) törések; 4 — korreláció

Фиг. 2. Неоальпийские зоны субдукции Карпатско—Балканско—Динарской области [SZÁDECZKY-KARDOSS 1975, фиг. 4]

1 — зоны субдукции (сутуры); 2 — вулканические пояса (цифры: их возраст в млн. лет); 3 — сдвиговые (трансформные?) нарушения; 4 — корреляция

tion between the calc-alkaline magmatism and mantle diapir was stressed by ROZLOŽNIK [1976, 1979]; a detailed petrogenetic model can be found in LEXA-KONEČNÝ [1974].

The hypothesis has the following characteristic features:

2.1. The calc-alkaline volcanites are clustered in an area bounded by the arc of the Carpathian fold system (Fig. 4).

2.2. This area shows no obvious connection with the tectonics of the Carpathian mountain system, its origin is only indirectly related — through the mantle diapir — to the subduction which had taken place along the Carpathians (Fig. 3).

2.3. The character of the flysch-basin of the Outer Carpathians is of no significance from the viewpoint of neogene volcanism.

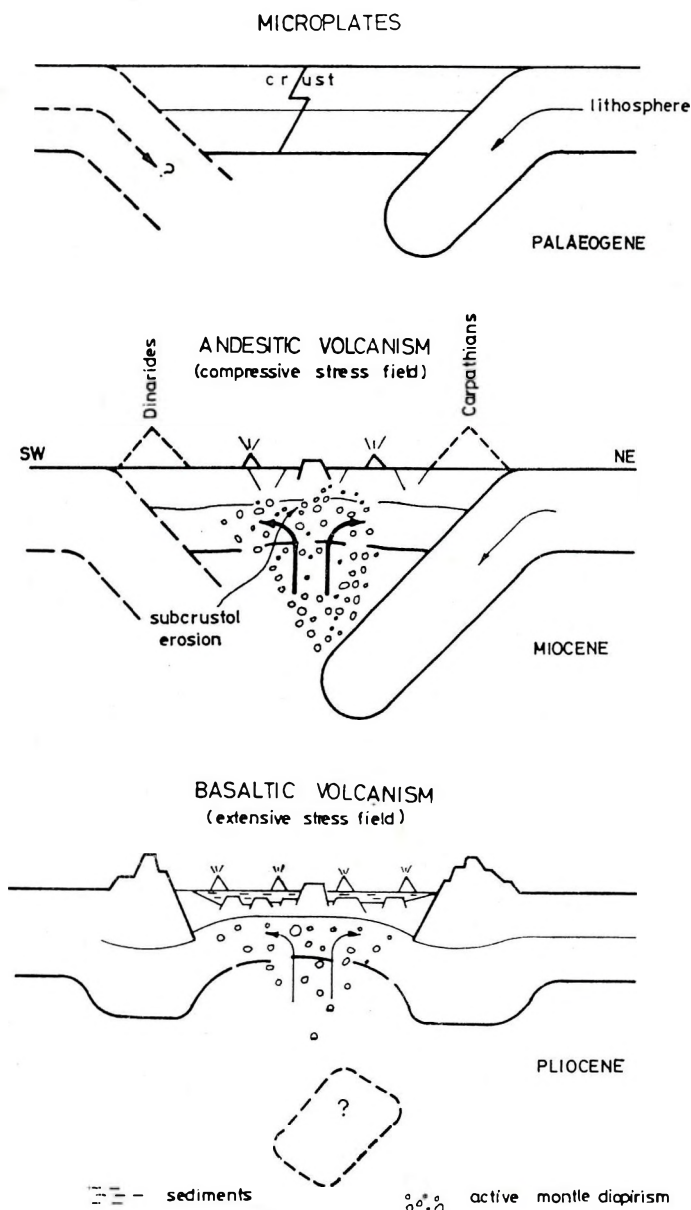


Fig. 3. Neogene volcanism and evolution of mantle diapir [STEGENA et al. 1975, Fig. 10]

Note: altered — title

3. ábra. Neogén vulkanizmus a köpenydiapir fejlődésével kapcsolatban [STEGENA et al. 1975. fig. 10]

Megjegyzés: megváltoztatva — az elnevezés

Фиг. 3. Неогеновый вулканизм в связи с развитием мантийного диапира [STEGENA et al. 1975, fig. 10]

Примечание: изменено название

2.4. The alkaline-basaltic volcanism temporally follows the calc-alkaline one. This is due to the fact that, at the boundary of the Miocene and Pliocene, in the Carpathian region the general compression was succeeded by a general tension with the simultaneous formation of an interarc basin. It should be noted that up to now only a single analogy of the calc-alkaline magmatism has been pointed out, viz. the Basin and Range Province in the western USA [STEGENA et al. 1975]; some authors do not bother to cite any analogies at all [LEXA-KONEČNÝ 1974].

The above-sketched conceptions have some important *common features*:

1. They acknowledge the petrochemical similarity of the calc-alkaline volcanites with those of the island arcs and, further, some kind of connection with subduction processes;
2. They relate alkaline basalts to the formation of the interarc Pannonian basin.

The *main differences* between the opinions favouring the island arc analogy, and the connection with mantle diapir are:

a) where supporters of the analogy with island arcs recognize an arc, or arcs, believers in mantle diapir see an area;

b) at those places where the first school assumes a *spatial* transition between calc-alkaline and alkaline-basaltic magmatism, the other opinion claims a *temporal* succession.

It can thus be seen that the difference of opinion is rooted, basically, in the different ideas about the *space-time laws of volcanism*.

Let us now compare the information upon which the researchers base their respective conclusions:

1. All conclusions are based on a practically identical set of data, a very slight particularization being given to personally studied objects.

2. The "arc or area" dispute has many facets. The first group of island-arc analogists fail to notice the volcanism of the covered regions, like that of the Great Hungarian Plain (Fig. 1). The second group, and those advocating the connection with mantle diapir, pay due attention to this fact but whereas the first group is inclined to see an arc (arcs) at these places, the second considers them as proof for a uniform area (Fig. 4). Supporters of the mantle diapir connection ignore the fact that part of the Carpathian volcanites lies in definite chains (Vihorlat-Gutâi, Călimani-Harghita, Prešov-Tokaj).

3. As for the connection between calc-alkaline and alkaline-basaltic volcanism, their spatial succession would follow first of all from the young age of the calc-alkaline volcanites of the Călimani-Harghita mountain chain (Roumania); these are of practically the same age as the majority of alkaline basalts of the Pannonian basin. On the other hand, the temporal succession is backed up by Slovakian and Hungarian data, according to which all calc-alkaline volcanites are older than the alkaline basalts.

All in all, the Neogene volcanism of the Carpathian region shows a definitely *two-fold character*, at least in two important aspects:

1. The calc-alkaline volcanism appears partly areally, partly chain-like;
2. The calc-alkaline volcanism is partly succeeded temporally by the alkaline-basaltic; at different parts of the region, however, both of them appear simultaneously.

II. General Laws of Neogene Magmatism

It is impossible to clear up the basic laws of Neogene magmatism without taking into account its twofold character. To do this, we have to reject the concept of a spatially-temporally uniform calc-alkaline volcanism in favour of following up the ideas of the second group of researchers, stressing the island-arc analogy [NAUMENKO-GONCHARUK 1969;

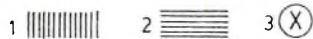
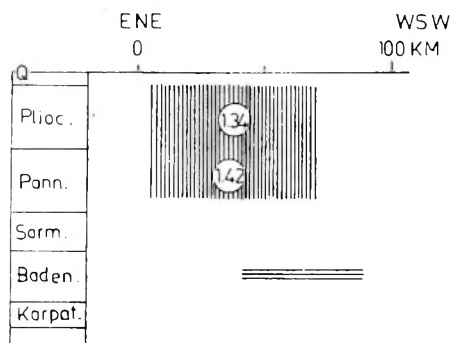
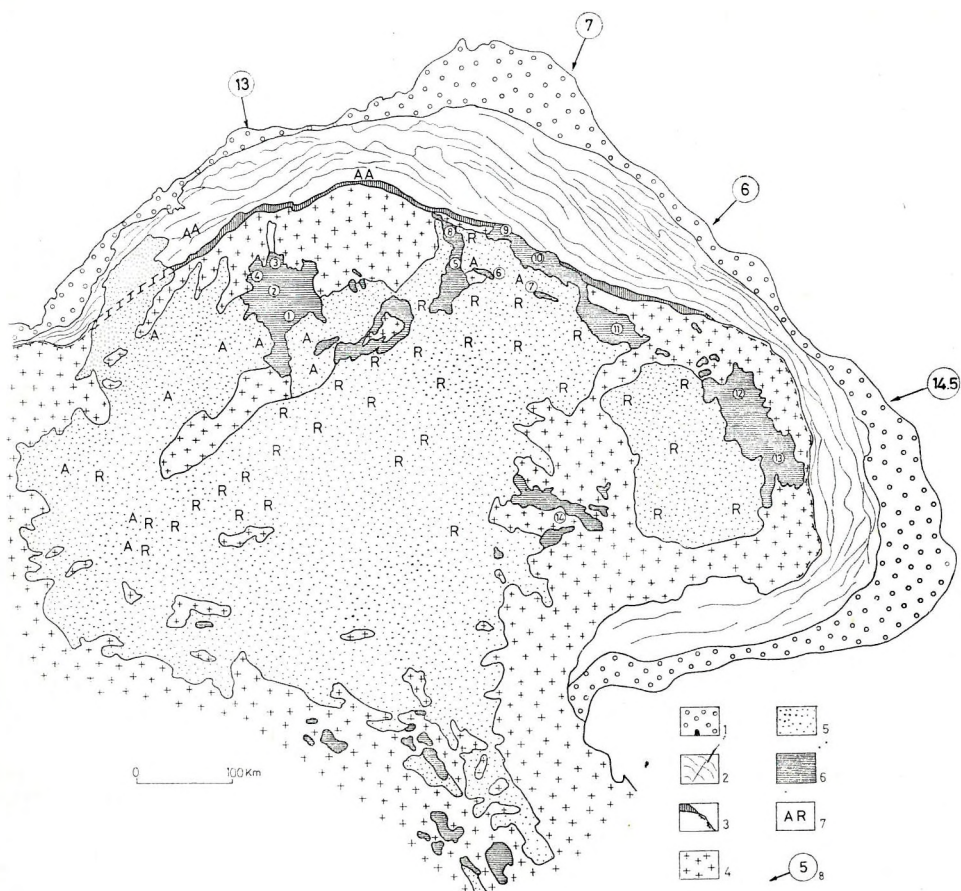


Fig. 4. Arrangement of the Neogene calc-alkaline volcanites of the Carpathian region: the "area" variant [LEXA-KONEČNÝ 1974, Fig. 1]

1 — Carpathian foredeep; 2 — Outer Carpathian flisch zone with reversed faults; 3 — Klippen Belt and structural equivalents; 4 — inner structural units of the Alps, Dinarides and Carpathians (Mesozoic and older formations); 5 — sediments of the Inner Carpathian basins; 6 — Neogene volcanites, mainly andesite; 7 — andesite and rhyolite (out of scale, covered with younger sediments); 8 — approximate position of the profiles on space—time—composition diagrams with Fig. numbers. Numbers on the map: ① — South Slovakia; ② — Štiavnica Mts.; ③ — Kremnica Mts.; ④ — Vtáčnik Mts.; ⑤ — Milic Mountain Group; ⑥ — Zemplínski Ostrov; ⑦ — Beregovo Hills; ⑧ — Prešov range; ⑨ — Vihorlat; ⑩ — Gutin range; ⑪ — Gutai Mts.; ⑫ — Călimani Mts.; ⑬ — Harghita; ⑭ — Apuseni Mts.

Note: deleted — alkaline basalts; altered — title of map and parts of legend

4. ábra. A Kárpáti régió neogén mészalkáli vulkanitjainak elrendeződése: „areál” variáns [LEXA-KONEČNÝ 1974, fig. 1]

1 — Kárpáti előmélység; 2 — Külső-Kárpátok flisöve feltolódási vonalakkal; 3 — Szirtöv és szerkezeti analógjai; 4 — az Alpok, Dinaridák, Kárpátok belső részeinek szerkezeti egységei (mezozoos és idősebb képződmények); 5 — a belső-kárpáti medencék üledékei; 6 — neogén vulkanitok, főleg andezit; 7 — andezit és riolit (nem mérethűen és fiatalabb üledékkel fedve); 8 — a tér—idő—összetétel diagramok szelvényeinek közelítő helyzete a jelen munkában szereplő ábrák sorszámaival. Számok a térképen: ① — Dél-Szlovákia; ② — Selmeci-hegység; ③ — Kőrmöci-hegység; ④ — Vtáčnik-hegység; ⑤ — Milic-hegycsoport; ⑥ — Zempléni sziget-hegység; ⑦ — Beregszászi dombvidék; ⑧ — Eperjesi vonulat; ⑨ — Vihorlát; ⑩ — Gutin-vonulat; ⑪ — Gutin-hegység; ⑫ — Kelemen-havasok; ⑬ — Hargita; ⑭ Erdélyi-középhegység

Megjegyzés: elhagyva — alkáli bazaltok; megváltoztatva — a térkép elnevezése és a jelmagyarázat egyes szövegrészei

Фиг. 4. Распределение известково-щелочных вулканитов неогена в Карпатском регионе: вариант „ареал” [LEXA-KONEČNÝ 1974, fig. 1]

1 — Предкарпатский прогиб; 2 — флишевая зона Внешних Карпат с линиями надвигов; 3 — Утесовая зона и ее структурные аналоги; 4 — структурные единицы внутренних частей Альп, Динарид и Карпат (мезозойские и более древние образования); 5 — отложения внутрикарпатских впадин; 6 — неогеновые вулканиты, в основном андезиты; 7 — андезиты и риолиты вне масштаба или перекрытые более молодыми отложениями; 8 — примерное положение профилей диаграмм пространство—время—состав с номером соответствующей фиг. в настоящей работе

Примечания: 1. Опущены щелочные базальты, изменены: название карты и некоторые из текстов условных обозначений

2. Цифры на карте (в кружках): см. английский текст

Fig. 5. Space—time—composition diagram for the calc-alkaline volcanites of the Călimani-Harghita mountain chain [LEXA and KONEČNÝ 1974, Fig. 5]

1 — andesite; 2 — rhyolite; 3 — K_2O content computed for 55% SiO_2 (weight percent)

Note: altered — title; deleted — left-hand-side of the Figure (Apuseni Mts., cf. Fig. 14); orientation as in Fig. 4

5. ábra. Tér—idő—összetétel diagram a Kelemen-Hargita hegylánc mészalkáli vulkanitjaira [LEXA-KONEČNÝ 1974, fig. 5]

1 — andezit; 2 — riolit; 3 — 55% SiO_2 -re számított K_2O tartalom (súly-%)

Megjegyzés: megváltoztatva — az elnevezés; elhagyva — az ábra jobb oldala (Erdélyi középhegység — ld. a 14. ábrán); kiegészítve — tájolás a 4. ábrának megfelelően

Фиг. 5. Диаграмма пространство—время—состав для известково-щелочных вулканитов цепи Кэлимани-Харгита [LEXA-KONEČNÝ 1974, fig. 5.]

1 — андезиты; 2 — риолиты; 3 — расчетное содержание K_2O (%) при 55% SiO_2

Примечание: изменено название, опущена правая часть фиг. (горы Апусени — см. фиг. 14); дополнительно введено: обозначение стран света согласно фиг. 4.

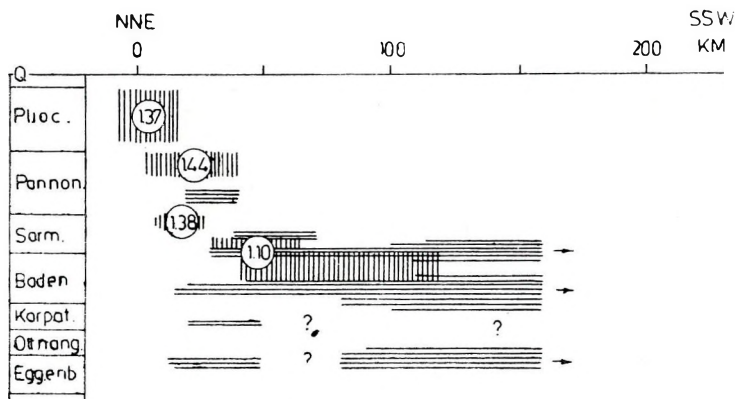


Fig. 7. Space—time—composition diagram for the calc-alkaline volcanites of East Slovakia, Ukraina and North Hungary [LEXA and KONEČNÝ 1974, Fig. 3]

Legend as in Fig. 5

Note: altered — title; orientation as in Fig. 4

7. ábra. Tér—idő—összetétel diagram Kelet-Szlovákia, Ukrajna és Észak-Magyarország mészkáli vulkanitjaira [LEXA—KONEČNÝ 1974, fig. 3]

Jelmagyarázat mint az 5. ábrán

Megjegyzés: megváltoztatva — az elnevezés; kiegészítve — tájolás a 4. ábrának megfelelően

Fig. 7. Диаграмма пространство—время—состав для известково-щелочных вулканитов Восточной Словакии, Украины и Северной Венгрии [LEXA—KONEČNÝ 1974, fig. 3]

Условные обозначения см. на фиг. 5

Примечание: изменено название; дополнительно введено: обозначение стран света согласно фиг. 4

of the earlier Benioff zone — the volcanic belt is rather narrow, no such change should have been anticipated.

3. Stratigraphically upwards the potassium content generally decreases for the same silica-concentration, as against the observable increase in the island arcs — as a matter of fact, for the Călimani–Harghita mountain range even the authors of this counter-argument failed to show this by their data (Fig. 5); for the Gutăi Mts. their data show a definite increase (Fig. 6); as regards East Slovakia, the Soviet Transcarpathians and North Hungary (Fig. 7) their evidence is not too convincing since data for the arc and for the area are not unambiguous.

4. The volcanism and the active subduction are separated by a time span of some 15–20 million years, whereas on the island arcs they are simultaneous — this argument assumes that the latest subduction had been completed by the beginning of the Miocene. Let us recall, however, the according to supporters of the island-arc analogy, at the southern termination of the East Carpathians the subduction process is active even now; without the refutation of this opinion the counter-argument cannot be accepted.

5. The volcanism migrates — in time — towards the superficial emergence of the Benioff-zone, while in the island arcs this process is reversed — the argument is based on the assumed uniformity of the whole volcanic process, i.e. on an hypotheses lacking any ground!

Thus, the argumentation against the analogy of the East Carpathian volcanic belt with the island arcs has been proved null and void. At the same time, *the reasoning in favour of this analogy* [NAUMENKO-GONCHARUK 1969, DRUMIA 1973, BLEAHU et al. 1973, GOFSTEIN 1975] has retained its validity: the East Carpathian volcanites are analogous as regards composition to those of the island arcs; also, in the cross-section of the East Carpathian structural complex, one recognizes analogues of characteristic features of island arcs, such as

- horizontal part of the subducted plate (Russian Platform);
- trench (Carpathian foredeep);
- amagmatic elevation (East Carpathian fold system);
- inner volcanic arc (East Carpathian volcanic belt); and
- interarc basin (Transylvanian and Pannonian).

In view of this we feel justified in considering the East Carpathian volcanic belt as analogous to the island arcs.

From the above facts two very important conclusions follow [cf. ROMAN 1970, 1971, BLEAHU et al. 1973, HERZ-SAVU 1974]:

1. Along the Carpathians, or at least along their eastern segment, the subduction had not been completed during the Early Miocene, but continued during the entire Pliocene and Pleistocene; at the southernmost parts this process is active even now. This subduction reached the surface on the axis of the Carpathian foredeep rather than at the Klippen belt or its structural equivalents (Fig. 8).

2. The subduction used up the oceanic or suboceanic crust of the basin where the Outer-Carpathian flysch had been accumulated.

Alkaline Basalts of the Carpathian Region

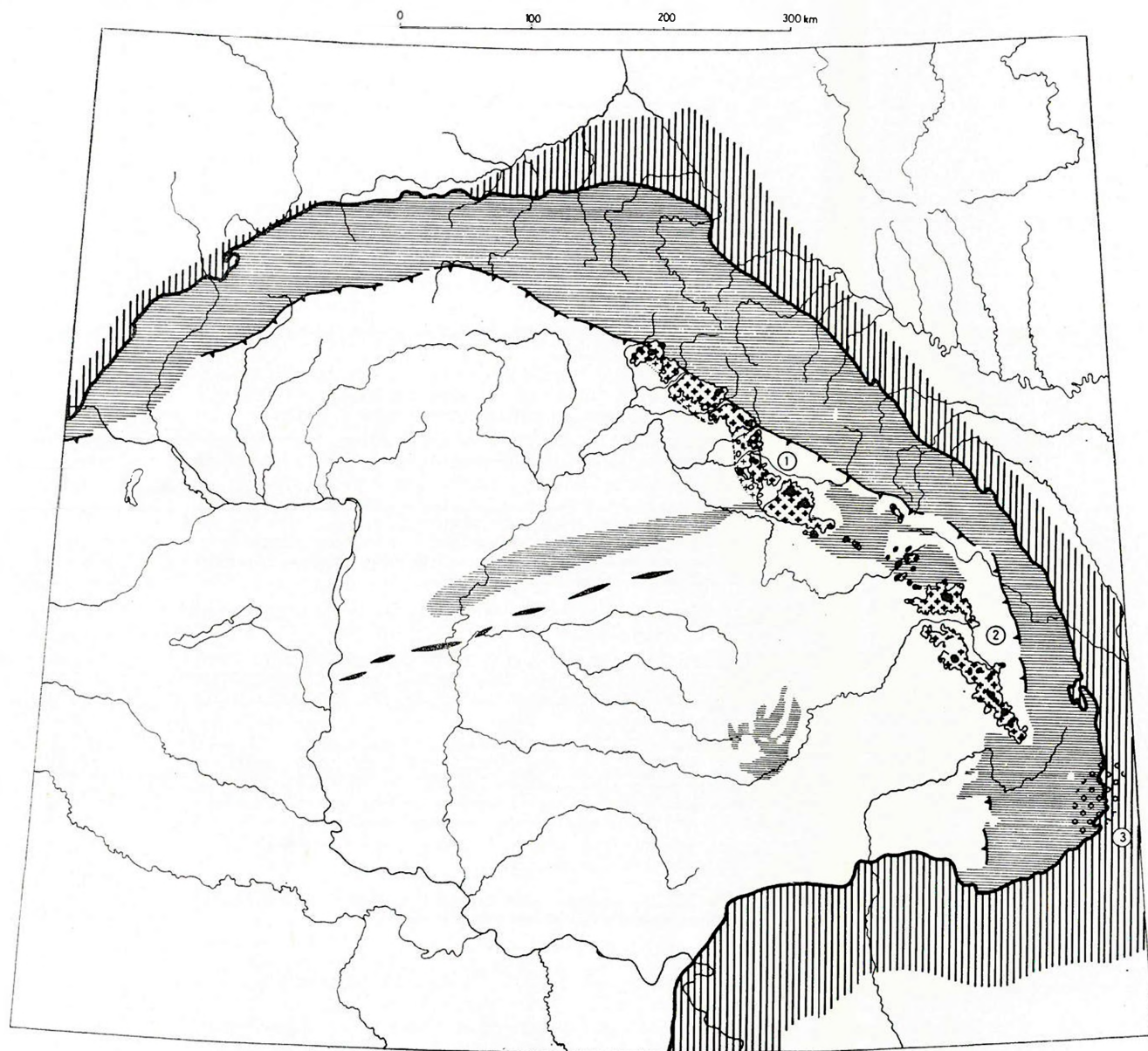
On the whole, one would be inclined to state that the alkaline-basaltic volcanism is linked with the Pannonian basin (Fig. 9). Really, this latter shows a number of striking similarities with interarc basins [BLEAHU et al. 1973, BOCCALETTI et al. 1973b, 1976, STEGENA et al. 1975, HORVÁTH et al. 1975], which naturally suggests a possible analogy with the magmatism for such basins. We should not forget, however, various other possibilities, viz. that alkaline basalts can also occur [ZONENSHAIN et al. 1976]:

- a) at the back of the island arcs, with lateral transitions toward calc-alkaline volcanites;
- b) independently of island arcs, on the initial rupture areas of the continental lithosphere, or in the vicinity of "hot spots".

It is thus apparent that four kinds of geodynamic conditions should be taken into account, as factors controlling the presence and position of alkaline basalts:

- an island arc or its analogue;
- interarc basin;
- continental accretion lithosphere plate margin;
- hot spot.

Although none of these can be excluded in advance, it follows from the previous discussion that only the last two deserve consideration. Basalts, like in the Pannonian basin, and of the same age, also occur outside Alpine Europe (Fig. 10). Similarities have recently been reported [EMBEY-ISZTIN 1978] between the alkaline basalts of the Balaton-Highland



0 100 200 300 km

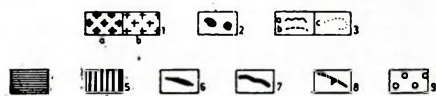


Fig. 8. Arrangement of the Pliocene calc-alkaline volcanites in the Carpathian region: East Carpathian volcanic belt

Sources: BALLA et al. 1977^a, Carte géologique... 1967, Carte tectonique... 1964, Geologická mapa ČSSR 1967, Geomagnetic map of Hungary 1966, GIUSCA et al. 1973, MERLICH—SPITKOVSKAYA 1974, MIKHAYLOVA et al. 1974, RĂDULESCU et al. 1973, Tectonic map... 1973

1 — mainly andesitic, andesito-basaltic volcanoes: a — on the surface, b — covered; 2 — volcanic centres (on the surface); 3 — contours of volcanoes: a — from geologic mapping, b — from borehole data, c — assumed; 4 — flysch on the surface and in the basement of the Great Hungarian Plain; 5 — Carpathian foredeep; 6 — ophiolite outcrops in the basement of the Great Hungarian Plain (axes of magnetic anomalies checked by drillings — Central Hungarian Ophiolite belt); 7 — contour of the Carpathian fold system; 8 — Klippen belt and structural equivalents; 9 — Vrancea seismic zone. Numbers on the map: ① — Vihorlat—Gutai mountain chain; ② — Călimani—Harghita mountain chain; ③ — Vrancea belt

8. ábra. A pliocén korú mészkáli vulkánok elrendeződése a Kárpáti régióban: Keletkárpáti vulkáni öv

A térkép az alábbi anyagok felhasználásával készült: BALLA et al. 1977^a, Carte géologique... 1967, Carte tectonique... 1964, Geologická mapa ČSSR 1967, Geomagnetic map of Hungary 1966, GIUSCA et al. 1973, MERLICH—SPITKOVSKAYA 1974, MIKHAYLOVA et al. 1974, RĂDULESCU et al., 1973, Tectonic map... 1973.

1 — javarészt andezites—andezito-bazaltos vulkánok: a — felszínen, b — eltemetve; 2 — vulkáni centrumok (felszínen); 3 — vulkánok kontúrjai: a — földtani térképezés alapján, b — mélyfúrás alapján, c — feltételezett; 4 — flis a felszínen és a Nagyalföld aljzatában; 5 — Kárpáti előmélység; 6 — ophiolitbúvások a Nagyalföld aljzatában (fúrásokkal ellenőrzött mágneses anomáliák tengelyvonalai — Középmagyarországi Ophiolit-öv); 7 — a Kárpáti gyűrt rendszer kontúrja; 8 — Szirtöv és szerkezeti ekvivalensei; 9 — Vrancea szeizmikus öv. Számok a térképen: ① — Vihorlát—Gutin hegylánc; ② — Kelemen—Hargita hegylánc; ③ — Vrancea-öv

Fig. 8. Размещение известково-щелочных вулканов плиоценового возраста в Карпатском регионе: Восточнокарпатский вулканический пояс

Карта составлена с использованием следующих материалов: BALLA et al. 1977^a, MERLICH—SPITKOVSKAYA 1974, MIKHAYLOVA et al. 1974, Carte géologique... 1967, Carte tectonique... 1964, Geologická mapa ČSSR... 1967, GIUSCA et al. 1973, Geomagnetic map of Hungary... 1966, RĂDULESCU et al. 1973, Tectonic map... 1973.

1 — вулканы преимущественно андезитовые до андезито-базальтовых: а — на поверхности, б — погребенные; 2 — вулканические центры (на поверхности); 3 — контуры вулканов: а — по данным геологической съемки, б — по данным бурения, с — предполагаемые; 4 — флиш на поверхности и в фундаменте Большой Венгерской впадины; 5 — Предкарпатский прогиб; 6 — выходы офиолитов в фундаменте Большой Венгерской впадины (оси магнитных аномалий, заверенных бурением — Средневенгерский Офиолитовый пояс); 7 — контур Карпатской складчатой системы; 8 — Утесовая зона и ее структурные эквиваленты; 9 — сейсмофокальная зона

Цифры на карте: ① — цепь Вихорлат—Гутый; ② — цепь Кэлимани—Харгита; ③ — зона Вранча

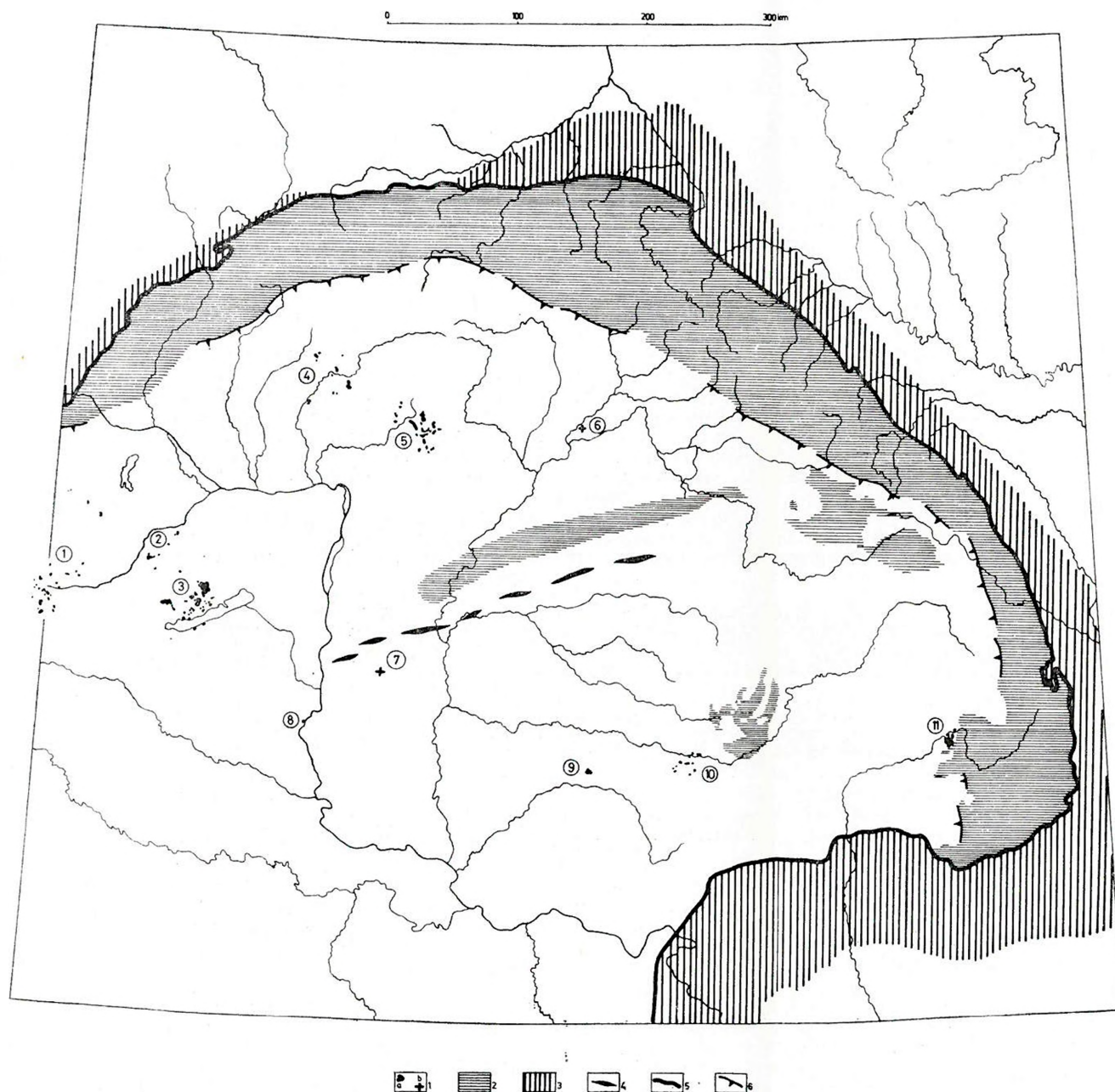


Fig. 9. Arrangement of the alkaline basalts in the Carpathian region

Sources: Carte géologique... 1967, Carte tectonique... 1964, CIOFLICA et al. 1973, CSEREPESNÉ 1978, Geologická mapa ČSSR 1967, Geological map of Hungary 1956, GYARMATI 1977, IANOVICI et al. 1976, KONEČNÝ et al. 1975, RĂDULESCU et al. 1973, Tectonic map... 1973, VICZIÁN 1965

1 — alkaline basalts: a — on the surface, b — in boreholes; 2 — flysch on the surface and in the basement of the Great Hungarian Plain; 3 — Carpathian foredeep; 4 — ophiolite outcrops in the basement of the Great Hungarian Plain (axes of magnetic anomalies checked by drillings — Central Hungarian Ophiolite belt); 5 — contour of the Carpathian fold system; 6 — Klippen Belt and structural equivalents

Numbers on the map: ① — Styria; ② — the Little Hungarian Plain; ③ — Balaton Highlands; ④ — Štiavica Mts., ⑤ — Filakovo—Salgótarján; ⑥ — Sárospatak—10 (GYARMATI 1977); ⑦ — Kiskunhalas—W—3 (CSEREPESNÉ 1978) ⑧ — Bár (VICZIÁN 1865); ⑨ — Lukarec; ⑩ — Poiana Rusca Mts., ⑪ — Perşani Mts.

9. ábra. Alkáli-bazaltok elrendeződése a Kárpáti régióban

A térkép az alábbi anyagok felhasználásával készült: Carte géologique... 1967, Carte tectonique... 1964, CIOFLICA et al. 1973, CSEREPESNÉ 1978, Geologická mapa ČSSR 1967, Geological map of Hungary 1956, GYARMATI 1977, IANOVICI et al. 1976, KONEČNÝ et al. 1975, RĂDULESCU et al. 1973, Tectonic map... 1973, VICZIÁN 1965.

1 — alkáli-bazaltok: a — felszínen, b — mélyfúrásban; 2 — flis a felszínen és a Nagyalföld aljzatában; 3 — Kárpáti előmélység; 4 — ofiolitkibúvások a Nagyalföld aljzatában (fúrásokkal ellenőrzött mágneses anomáliák tengelyvonalai — Középmagyarországi Ofiolit-öv); 5 — a Kárpáti gyűrt rendszer kontúrja; 6 — Szirtöv és szerkezeti ekvivalensei

Számok a térképen: ① — Stájerország, ② — Kisalföld; ③ — Balatonfelvidék; ④ — Selmeci-hegység; ⑤ — Fülek—Salgótarján; ⑥ — Sárospatak—10 (GYARMATI 1977), ⑦ — Kiskunhalas—Ny—3 (CSEREPESNÉ 1978), ⑧ — Bár (VICZIÁN 1965), ⑨ — Lukácskő, ⑩ — Ruszka-havasok, ⑪ — Persányi hegység

Фиг. 9. Размещение щелочных базальтоидов в Карпатском регионе. Карта составлена с использованием следующих материалов: Carte géologique... 1967, Carte tectonique... 1964, CIOFLICA et al. 1973, CSEREPESNÉ 1978, Geologická mapa ČSSR... 1967, GYARMATI 1977, IANOVICI et al. 1976, KONEČNÝ et al. 1975, Geological map of Hungary... 1956, RĂDULESCU et al. 1973, Tectonic map... 1974, VICZIÁN 1965.

1 — щелочные базальтоиды: а — на поверхности, б — в скважине; 2 — флиш на поверхности и в фундаменте Большой Венгерской впадины; 3 — Предкарпатский прогиб; 4 — выходы офиолитов в фундаменте Большой Венгерской впадины (оси магнитных аномалий, заверенных бурением — Средневенгерский Офиолитовый пояс); 5 — контур Карпатской складчатой системы; 6 — Утесовая зона и ее структурные эквиваленты

Цифры на карте: ① — Штирия; ② — Малая Венгерская впадина; ③ — Прибалатонье; ④ — Штиавницкие горы; ⑤ — Филаково—Шалготарьян; ⑥ — Шарошпатак—10 [GYARMATI 1977]; ⑦ — Кишкунхалаш-Запад-3 [CSEREPESNÉ 1978]; ⑧ — Бар (VICZIÁN 1965); ⑨ — Лукарец; ⑩ — Пояна Руска; ⑪ — Першаньские горы

and of Central France, so without a comprehensive analysis we cannot be sure that the alkaline basalts are genetically related to the Pannonian basin.

Of course different basalts could have been connected with different processes, i.e. strictly speaking we cannot form any sound judgement about the geodynamic position of the alkaline basalts of the Carpathian region without detailed petrochemical and geochemical analyses.

The Inner Carpathian Volcanic Area

Supporters of the island-arc analogy did not take into account the volcanism of the Great Hungarian Plain, it also escaped their attention that outside the East Carpathian volcanic belt the distribution of volcanoes and the composition and age of volcanites undergo a change. Consequently, their arguments about the connection of this volcanism with the subduction zone do not seem too convincing. This, of course, does not imply that we could automatically reject the analogy with island-arc complexes. Let us examine the *arguments against this analogy* [LEXA-KONEČNÝ 1974], in connection with the Inner-Carpathian volcanic area.

1. The spatial discontinuity of volcanism – as a matter of fact there are quite a few discontinuous island arcs, such as the Calabrian and Hellenic, not that far from the Carpathians (Fig. 11, Fig. 12).

2. Lack of compositional changes perpendicularly to the arc – this counter-argument presupposes a single subduction zone, the possibility of several zones is ignored.

3. Decreased potassium content stratigraphically upwards – the only clear enough evidence stems from Central Slovakia (Fig. 13), in the Apuseni Mts. (Fig. 14) the picture is reversed, no proper data are shown for East Slovakia, the Soviet Transcarpathians and Hungary. Thus, the observed phenomenon is by no means general.

4. The 5–10 million year time span between subduction and volcanism – this relates to the subduction in the Klippen belt which – as we have already demonstrated for the case of the East Carpathian volcanic belt – is only one of the possibilities.

5. The centrifugal migration of volcanism – in the materials presented for the Inner-Carpathian volcanic region this can only be observed in the almost north-south oriented zone across northern Hungary and Central Slovakia (Fig. 13). The phenomenon contradicts the subduction along the Carpathians but not subduction in general.

Thus, the counter-arguments do not disprove the connection between Miocene calc-alkaline volcanites and subduction processes. From the *actualistic point of view*, the disputed concept would imply that the Inner Carpathian volcanic area is the single known spot on the Earth where calc-alkaline, basically rather acidic magmatism, would be only indirectly connected with subduction processes and belts, and where it would have been due to mantle diapir. In this respect, no comparison can be based on the Western part of the USA, where the volcanites are of basaltic, rather than andesitic, composition (Fig. 15).

Summarizing, we think Miocene calc-alkaline volcanites of the Inner Carpathian area are directly connected with subduction processes, the only question is where these processes occurred. Miocene volcanism is related to a zone of WSW–ENE-strike concordant with the Pre-Neogene formations [WEIN 1969, 1973, KÖRÖSSY 1970, BALLA et al. 1977a] and almost perpendicular to the East Carpathian volcanic belt (Fig. 16). Along the rather abrupt southern margin of this zone lies the flysch-belt of the Great Hungarian Plain [KÖRÖSSY 1959; SZEPESHÁZY 1973], further southwards the Central Hungarian ophiolite belt [SZEPESHÁZY 1977].

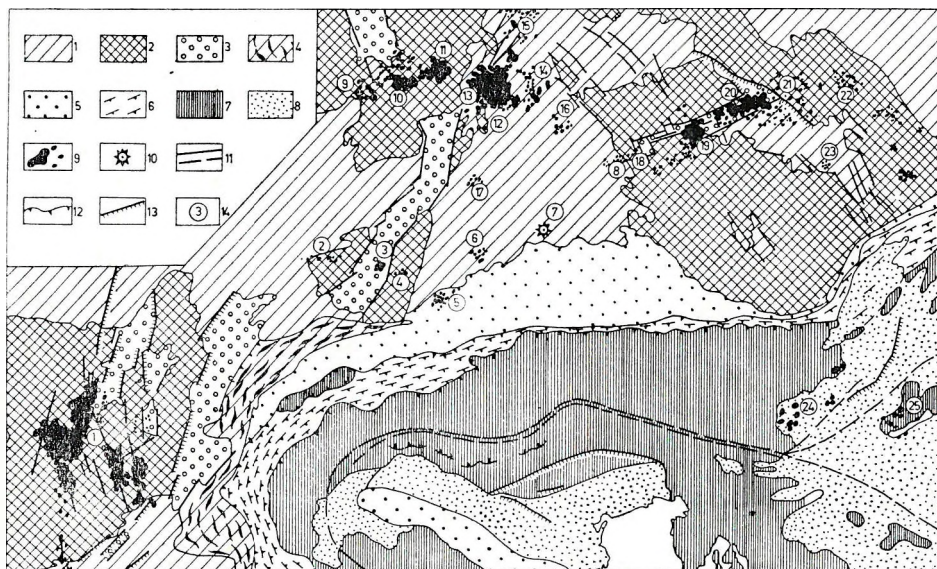


Fig. 10. Alkaline basaltic rocks in Transalpine Europe [MILANOVSKIY—KORONOVSKIY 1973, Fig. 16]

- 1 — Epipaleozoic platform;
- 2 — parts of this platform subjected to domic or block uplift in the Cenozoic;
- 3 — unconform Cenozoic grabens and depressions;
- 4 — platform parts subjected to Alpine folding;
- 5 — Alpine foredeeps;
- 6 — outer (northern) zone of the Alps and the Carpathian flysch belt;
- 7 — Mesozoic and older formations of the Alps, Carpathians and Dinarides;
- 8 — intermountain basins;
- 9 — alkaline basaltic rocks;
- 10 — Quaternary volcanoes;
- 11 — large-scale faults;
- 12 — frontal faces of charriages and nappes;
- 13 — faults;
- 14 — volcanic units (ages indicated in text)

Numbers on the map: ① — Central France (Oligocene—Quaternary, maximum in Pliocene); ②—⑧ — South Rhenish area (Miocene): ② — Vosges, ③ — Kaiserstuhl (L.—M. Miocene), ④ — Schwarzwald, ⑤ — Hegau (U. Miocene), ⑥ — Ugaich (U. Miocene); ⑦ — Nordlingen (U. Miocene), ⑧ — Fichtelgebirge (Miocene); ⑨—⑰ — North Rhenish area (Oligocene — Holocene, maximum in U. Oligocene-Miocene), ⑨ — Eifel (up to Holocene), ⑩ — Laacher (till Holocene), ⑪ — Siebengebirge (Oligocene — L. Miocene), ⑫ — Westerwald (Oligocene — L. Miocene), ⑬ — Vogelsberg, ⑭ — Röhn (Oligocene — L. Miocene), ⑮ — Hessen, ⑯ — Odenwald (Oligocene — L. Miocene), ⑰ — Katzenbuckel (L. Eocene); ⑱—⑳ — Bohemian—Silesian area (three phases: U. Oligocene — L. Miocene, M. Miocene — L. Pliocene, U. Pliocene — Quaternary, maximum in L. Miocene), ⑱ — Cheb, ⑲ — Doupovské Hory (L. Miocene), ⑳ — České Středohoří, ㉑ — Lausitz (U. Oligocene — L. Miocene), ㉒ — Silesia (U. Oligocene — L. Miocene), ㉓ — Nizký Jeseník (U. Pliocene — L. Pleistocene); ㉔—㉕ — Alpine area: ㉔ — Styria (two phases: U. Oligocene — L. Miocene and M. Pliocene), ㉕ — Balaton Highlands (U. Pliocene — Pleistocene)

Note: altered — title, simplified — the geographical background

10. ábra. Alkáli bazaltoidok az Alpokon kívüli Európában [MILANOVSKIY—KORONOVSKIY 1973, fig. 16]

- 1 — epipaleozoos tábla;
- 2 — a kainozoikumban boltozatos vagy tömbös kiemelkedést szenvedett részei;
- 3 — rátelepült kainozoos grábenek és süllyedékek;
- 4 — alpi gyűrődést szenvedett tábla-részek;
- 5 — alpi előmélységek;
- 6 — az Alpok Dinarid (északi) öve és a Kárpáti Flisöv;
- 7 — az Alpok és Dinaridák mezozoos és idősebb képződményei;
- 8 — hegyközi medencék;
- 9 — alkáli bazaltoidok;
- 10 — negyedidőszaki vulkán;
- 11 — nagyméretű törések;
- 12 — rátolódások és takarók frontális részei;
- 13 — vetődések;
- 14 — vulkáni területek és körzetek (koruk a szöveg alapján)

Számok a térképen: ① — Közép-Franciaországi terület (oligocén—negyedkor, maximum a pliocénben); ②—⑧ — Dél-rajnai terület (miocén): ② — Vogézek, ③ — Kaiserstuhl (a—k. miocén), ④ — Schwarzwald, ⑤ — Hegau (f. miocén), ⑥ — Ugach (f. miocén), ⑦ — Nordlingen (f. miocén), ⑧ — Fichtelgebirge (miocén); ⑨—⑪ — Észak-Rajnai terület (oligocén—holocén, maximum a f. oligocénben — miocénben); ⑨ — Eifel (holocénig), ⑩ — Laacher (holocénig), ⑪ — Siebengebirge (oligocén — a.miocén), ⑫ — Westerwald (oligocén — a. miocén), ⑬ — Vogelsberg, ⑭ — Röhn (oligocén — a. miocén), ⑮ — Hessen, ⑯ — Odenwald (oligocén — a. miocén), ⑰ — Katzenbuckel (a. eocén); ⑱—⑳ — Cseh-Sziléziai terület (három fázis: f. oligocén — a. miocén, k. miocén — a. pliocén, f. pliocén — negyedkor, maximum az a. miocénben); ⑲ — Cheb, ⑳ — Doupovské Hory (a. miocén), ㉑ — České Středohoří, ㉒ — Lausitz (f. oligocén — a. miocén), ㉓ — Szilézia (f. oligocén — a. miocén), ㉔ — Nizký Jeseník (f. pliocén — a. pleisztocén); ㉕—㉖ — alpi terület: ㉕ — Stájerország (két fázis: f. oligocén — a. miocén és k. pliocén), ㉖ — Balatonfelvidék (f. pliocén — pleisztocén)

Megjegyzés: megváltoztatva — az elnevezés; egyszerűsítése — az alap tartalma

Fig. 10. Щелочные базальтоиды в кайнозое внеальпийской Европы [MILANOVSKIY—KORONOVSKIY 1973, фиг. 16 на стр. 208]

- 1 — эпипалеозойская платформа;
- 2 — ее участки, испытавшие в позднем кайнозое сводовые или глыбовые поднятия;
- 3 — наложенные кайнозойские грабены и впадины;
- 4 — участки платформы, испытавшие альпийскую складчатость;
- 5 — альпийские краевые прогибы;
- 6 — внешние (северные) зоны Альп и флишевая зона Карпат;
- 7 — мезозойские и более древние комплексы Альп, Карпат и Динарид;
- 8 — межгорные впадины;
- 9 — щелочные базальтоиды;
- 10 — четвертичный вулкан;
- 11 — крупные разломы;
- 12 — фронтальные зоны надвигов и покровов;
- 13 — сбросы;
- 14 — вулканические области и районы (возраст — по тексту):

① — Центрально-Французская область (олигоцен—антропоген, максимум в плиоцене); ②—⑧ — Южно-Рейнская область (миоцен): ② — Вогезы, ③ — Кайзерштуль (н—ср. миоцен), ④ — Шварцвальд, ⑤ — Хегау (в. миоцен), ⑥ — Угах (в. миоцен), ⑦ — Нордлинген (в. миоцен), ⑧ — Фихтельгебирге (миоцен); ⑨—⑪ — Северо-Рейнская область (олигоцен—голоцен, максимум в в. олигоцене—миоцене): ⑨ — Эйфель (до голоцена), ⑩ — Лаахер (до голоцена), ⑪ — Зибенгебирге (олигоцен—н. миоцен), ⑫ — Вестервальд (олигоцен—н. миоцен), ⑬ — Фогельсберг, ⑭ — Рён (олигоцен—н. миоцен), ⑮ — Гессен, ⑯ — Оденвальд (олигоцен—н. миоцен), ⑰ — Катценбукель (н. эоцен); ⑱—㉓ — Чешско-Силезская область (три фазы: в. олигоцен—н. миоцен, ср. миоцен—н. плиоцен, в. плиоцен—антропоген, максимум в н. миоцене): ⑱ — Хеб, ⑲ — Дуповские горы (н. миоцен), ㉑ — Чешское среднегорье, ㉒ — Лаузиц (в. олигоцен—н. миоцен), ㉓ — Силезия (в. олигоцен—н. миоцен), ㉔ — Низки Есеник (в. плиоцен—н. плейстоцен); ㉕—㉖ — Альпийская область: ㉕ — Штирия (две фазы: в. олигоцен—н. миоцен и ср. плиоцен), ㉖ — Прибалатонье (в. плиоцен—плейстоцен)

Примечание: изменено название, упрощено содержание основы

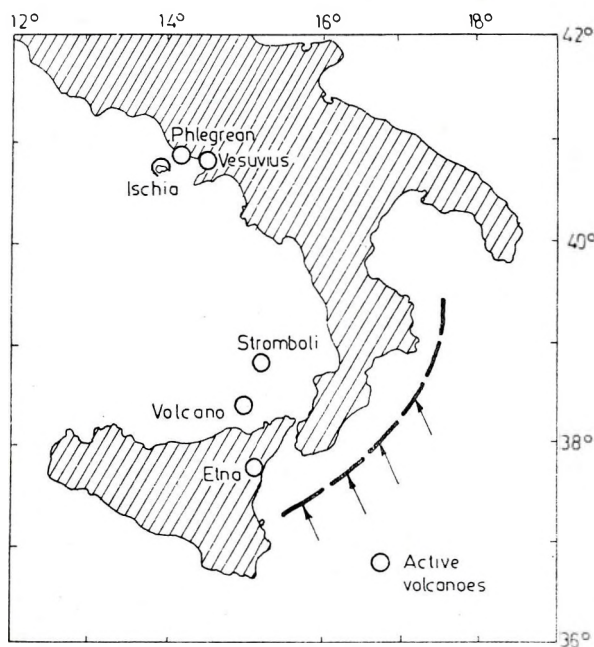


Fig. 11. Arrangement of the volcanoes of the Calabrian arc [NINKOVICH—HAYS 1972, Fig. 1]

Note: altered — title; deleted — earthquake epicentres

11. ábra. A Kalábriai ív vulkánjainak elrendeződése [NINKOVICH—HAYS 1972, fig. 1]

Megjegyzés: megváltoztatva — az elnevezés; elhagyva — a földrengés-epicentrumok

Fig. 11. Размещение вулканов Калабрийской дуги [NINKOVICH—HAYS 1972, fig. 1]

Примечание: изменено название, опущены эпицентры землетрясений

This remarkable complex (ophiolites, flysch, calc-alkaline volcanites) immediately suggests the proximity of an *ancient lithosphere plate boundary*. The existence of this boundary, or at least of one between the structural–formational belts is generally accepted [KÖRÖSSY 1963, 1964, 1965a, 1965b; BALOGH–KÖRÖSSY 1968; WEIN 1969, 1973, 1978a, 1978b; DANK–BODZAY 1971; Tectonics ... 1974; BODZAY 1975; SZEPESHÁZY 1977, 1979; VARGA 1978].

Under these conditions, the calc-alkaline volcanism along this boundary should be considered as evidence for the subduction of the plate lying towards the south. As in the case of the East Carpathian volcanic belt, prior to the subduction there existed a *basin with oceanic or suboceanic crust*, where flysch had been accumulated. Since the flysch of the Great Hungarian Plain and of the Outer Carpathians have about the same age, they probably originated from different parts of the same basin.

The basic aspects of Miocene volcanism of the Carpathian region can be explained in this way without any new petrogenetic or geodynamic model. Of course, a number of features have not been clarified as yet with proper thoroughness and accuracy, viz.

1. Explanation of the Miocene volcanism south of the Central Hungarian ophiolite-belt. From among these objects the Apuseni Mts. is the most widely studied. Further south, along the Mureş river lies a similar ensemble of ophiolite and flysch belts. Similarly to the previous case, these volcanites are probably related to their own subduction zone, between the Transylvanian and South Carpathian microplates. A similar situation is expected for the mostly covered, less studied Miocene volcanites of northern Yugoslavia.

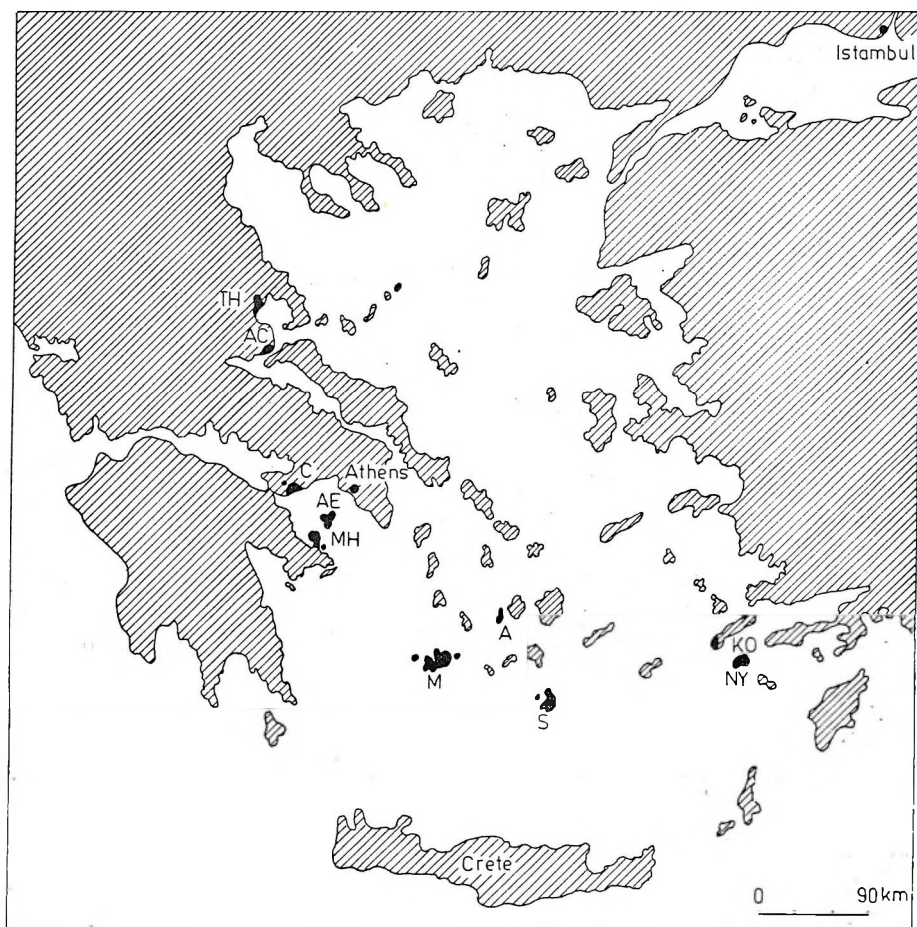


Fig. 12. Arrangement of the volcanoes of the Hellenic arc [FYTIKAS et al. 1976, Fig. 1]

Legend: C — Crommyonia, AE — Aegina, MH — Methana, M — Milos, S — Santorini
NY — Nysiros, TH — Thebe, AC — Achilleion, A — Antiparos, KO — Kos

Note: Altered — title; simplified — the geographical background

12. ábra. A Hellén ív vulkánjainak elrendeződése [FYTIKAS et al. 1976, fig. 1]

Térképi jelölések: C — Crommyonia, AE — Aegina, MH — Methana, M — Milos, S — Santorini, NY — Nysiros, TH — Thebe, AC — Achilleion, A — Antiparos, KO — Kos

Megjegyzés: megváltoztatva — az elnevezés; egyszerűsítve — az alap tartalma

Fig. 12. Размещение вулканов Эллинской дуги [FYTIKAS et al. 1976, fig. 1]

Обозначения на карте: С — Кроммиония, АЕ — Эгина, МН — Метана, М — Милос, S — Санторин, NY — Нисирос, TH — Фивы, AC — Ахиллейон, А — Антипарос, KO — Кос

Примечание: изменено название, упрощено содержание основы

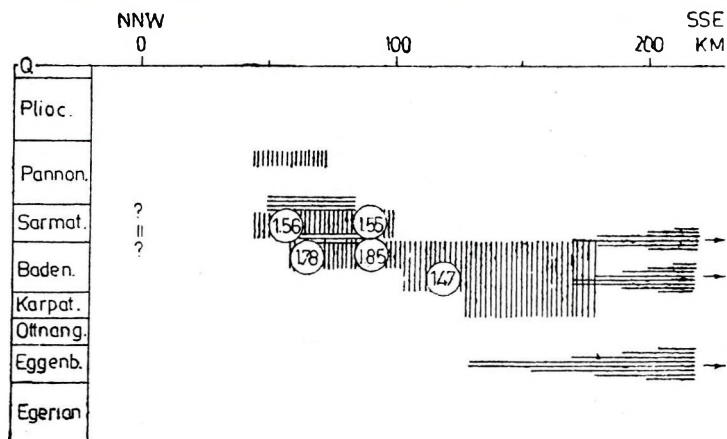


Fig. 13. Space—time—composition diagram for the calc-alkaline volcanites of Central Slovakia and North Hungary [LEXA—KONEČNÝ 1974, Fig. 2] Legend as in Fig. 5
Note: altered — title; deleted — alkaline basalts; orientation as in Fig. 4

13. ábra. Tér—idő—összetétel diagram Közép-Szlovákia és Észak-Magyarország mészkalkáli vulkanitjaira [LEXA—KONEČNÝ 1974, fig. 2] Jelmagyarázat mint az 5. ábrán
Megjegyzés: megváltoztatva — az elnevezés; elhagyva — az alkáli bazaltok; kiegészítve — tájolás a 4. ábrának megfelelően

Fig. 13. Диаграмма пространство—время—состав для известково-щелочных вулканитов Средней Словакии и Северной Венгрии [LEXA—KONEČNÝ 1974, fig. 2]
Условные обозначения см. на фиг. 5

Примечание: изменено название, опущены щелочные базальты; дополнительно введено: обозначение стран света согласно фиг. 4

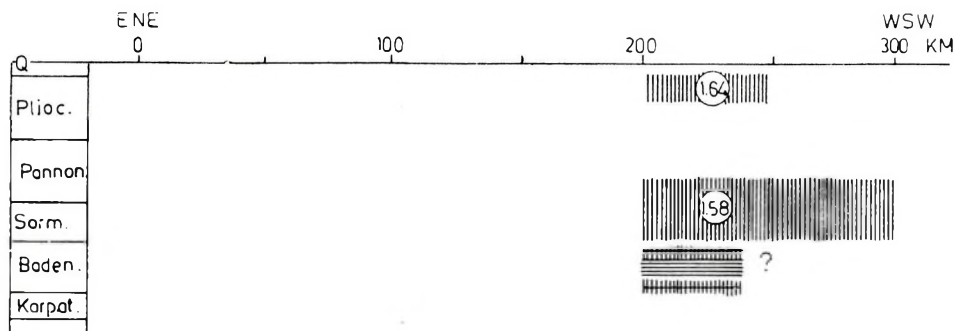


Fig. 14. Space—time—composition diagram for the calc-alkaline volcanites of the Apuseni Mts. (LEXA—KONEČNÝ 1974, Fig. 5) Legend as in Fig. 5

Note: altered — title, deleted — left-hand-side of the Figure (Călimani—Harghita mountain change, cf. Fig. 5); orientation as in Fig. 4

14. ábra. Tér—idő—összetétel diagram az Erdélyi-középhegység mészkalkáli vulkanitjaira [LEXA—KONEČNÝ 1974, fig. 5]
Jelmagyarázat mint az 5. ábrán

Megjegyzés: megváltoztatva — az elnevezés; elhagyva — az ábra bal oldala (Kelemen—Hargita hegylánc, ld. az 5. ábrán); kiegészítve — tájolás a 4. ábrának megfelelően

Fig. 14. Диаграмма пространство—время—состав для известково-щелочных вулканитов гор Апусени [LEXA—KONEČNÝ 1974, fig. 5] Условные обозначения см. на фиг. 5

Примечание: изменено название, опущена левая часть фиг. (цепь Кэлимани—Харгита, см. фиг. 5); дополнительно введено: обозначение стран света согласно фиг. 4

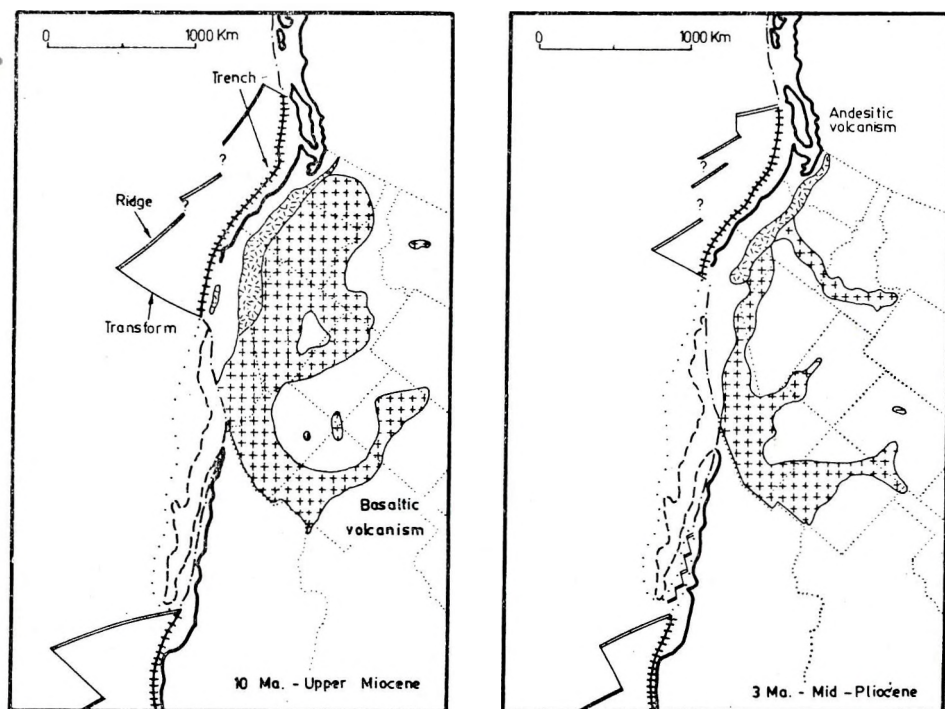


Fig. 15. Arrangement of the Miocene and Pliocene volcanites in the western part of the USA [SMITH 1976, Fig. 3]

Note: altered — title; oriented to geographical north

15. ábra. Miocén és pliocén vulkanitok elrendeződése az USA nyugati részén [SMITH 1976, fig. 3]

Megjegyzés: megváltoztatva — az elnevezés; az ábra beforgatva az égtájaknak megfelelő irányba

Fig. 15. Распределение миоценовых и плиоценовых вулканитов на западе США [SMITH 1976, Fig. 3]

Примечание: изменены название и система пояснений к условным обозначениям, фиг. повернута в соответствии с ориентацией по странам света

2. The lack of potassium increase farther from the assumed subduction zone or, more generally, the absence of significant potassium-concentration differences between the volcanics of different territories [LEXA-KONEČNÝ 1974]. This question has not been thoroughly studied as yet because:

a) Part of the chemical analyses is obsolete and relates to a variageted set of haphazardly collected samples.

b) The distribution of analyses is disproportionate, certain mountains are represented by several hundred, others by a few data. Even for the main rhyolite zone of the Miocene volcanic material [PANTÓ 1962, SZÁDECZKY-KARDOSS et al. 1967] one can not collect more than a few tens of published analyses, reliable at least with regards to volatile-content.

c) Any attempt to merge the analyses of large territorial units such as Central Slovakia, North Hungary, the Tokaj–Prešov mountain range, the Zemplén Mts., Vihorlat, or the entire Soviet Transcarpathians, automatically excludes the possible changes within regions, whose size would otherwise allow potassium-zonation. Also, different massifs were possibly connected with different subduction zones. For example, a distinct, small-sized, volcanic arc such as the Tokaj–Prešov range could very well be related to an independent subduction zone.

3. It is unsettled why only certain kinds of andesite volcanoes appear on a given territorial unit, and different ones at other places. For example, the large stratovolcanoes in North Hungary and Central Slovakia, and the small ones in the Apuseni Mts. lie without a seeming pattern whereas in the Prešov range the volcanoes form a definite chain.

4. Explanation of the observable rhyolite-andesite ratio, i.e. why does the main rhyolite mass lie immediately along the subduction zone, andesite only farther away. In a general sense, the abundance of ignimbrite-like rhyolite is rather frequent above subduction zones – see such examples of younger volcanism as northern Chile, north Mexico and New Zealand. It should be noted that even for these regions the presence of rhyolite in certain sections and its absence in others is problematic [THORPE and FRANCIS 1977]. The very fact, however, that ignimbrite fields are directly connected with Benioff-zones is sufficient for an actualistic interpretation.

5. Possibility of large lateral displacements of the Miocene volcanites. This is indicated by the paleomagnetic data, which show different average declinations and inclinations between the Börzsöny, Cserhát, Mátra and Tokaj Mts. (Table I), and by the satellite imagery

Table 1

Average declinations and inclinations for the North Hungarian
Miocene volcanites (MÁRTON 1977, Table 1.)

MOUNTAINS	N	\overline{D}_0	\overline{I}_0	α°
Börzsöny	35	5	63	4
Cserhát	8	357	64	7
Mátra	12	351	53	5
Tokaj	16	332	71	6

N — number of data

\overline{D}_0 — average declination

\overline{I}_0 — average inclination

α° — 95% confidence radius of the estimate of the average direction (\overline{D}° , \overline{I}°)

suggesting a large-scale lateral displacement within the Mátra Mts. (Fig. 17). Further movements after the Miocene should have upset the relative position of the volcanoes or of their parts, and potassium zonation as well.

It can thus be seen that we anticipate a number of difficulties, but – as we have tried to illustrate above – none of them seems to be of conceptual character.

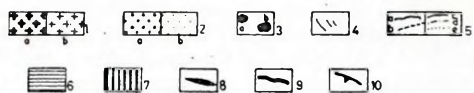
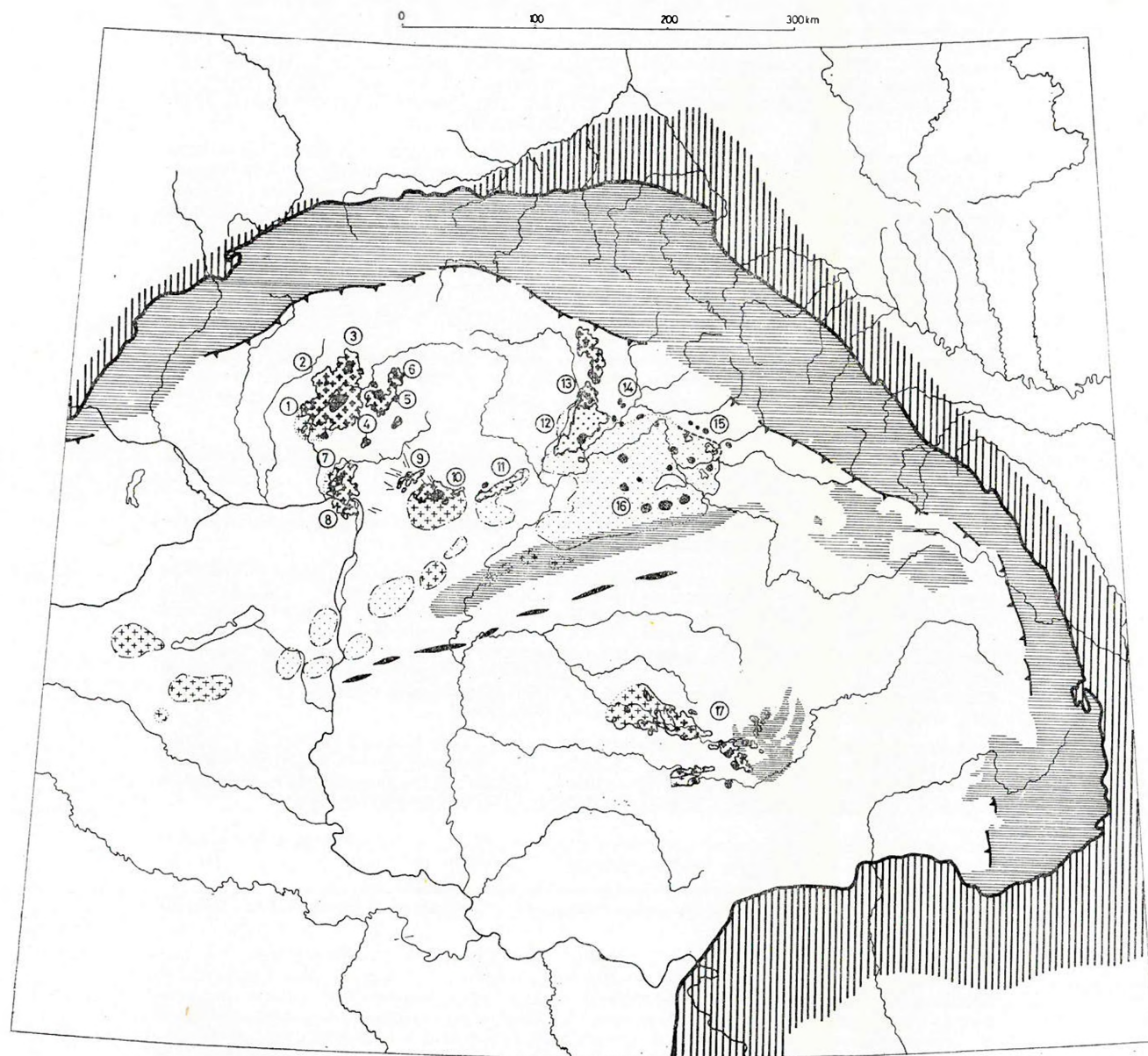


Fig. 16. Arrangement of the Miocene calc-alkaline volcanoes in the Carpathian region: Inner-Carpathian volcanic area

Sources: BALLA et al. 1977a, 1977b, BALOGH 1964, BALOGH—KÖRÖSSY 1968; BODOKY et al. 1977, Carte géologique... 1967; Carte tectonique... 1964; CIOFLICA et al. 1973, Geologická mapa ČSSR 1967, Geological map of Hungary 1956, Geomagnetic map of Hungary 1966, GYARMATI 1977, IANOVICI et al. 1976, A. JUHÁSZ 1964, 1971, JUHÁSZ—KÖVÁRY 1964, KISS 1951, KONEČNÝ et al. 1975, KÖRÖSSY 1956, 1963, 1964, 1965a, 1965b, 1970, MERLICH—SPITKOVSKAYA 1974, MIKHAYLOVA et al. 1974, PANTÓ 1962, SZEPESHÁZY 1973, 1977, 1979, SZÉKYNÉ FUX 1957, Tectonic map... 1973, VARGA et al. 1975, VÖLGYI 1959

Note: the sporadic data for SW-Hungary and North Yugoslavia were not taken into account
1 — mainly andesitic volcanoes: a — on the surface, b — covered; 2 — mainly rhyolitic volcanic areas: a — on the surface, b — covered; 3 — volcanic centres: a — on the surface, b — covered (according to geophysical data); 4 — andesite dikes (Cserhát—Máttra); 5 — contours of volcanoes and volcanic areas: a — from geological mapping, b — from borehole data, c — from complex geophysical data, d — based on magnetic anomalies, e — assumed; 6 — flysch on the surface and in the basement of the Great Hungarian Plain; 7 — Carpathian foredeep; 8 — Ophiolite outcrops in the basement of the Great Hungarian Plain (axes of magnetic anomalies checked by drillings — Central Hungarian Ophiolite belt); 9 — contour of the Carpathian fold system; 10 — Klippen belt and structural equivalents

Numbers on the map: ① — Pohronsky Inovec; ② — Vtačnik; ③ — Kremnica volcano; ④ — Štiavnica volcano; ⑤ — Javorie; ⑥ — Polana; ⑦ — Börzsöny; ⑧ — Dunazug; ⑨ — Cserhát; ⑩ — Máttra; ⑪ — Bükk foothills; ⑫ — Tokaj Mts.; ⑬ — Prešov range; ⑭ — Zemplin; ⑮ — Beregovo Hills; ⑯ — The Nyír—Hajdú district; ⑰ — Apuseni Mts.

16. ábra. A miocén korú mészkáli vulkánok elrendeződése a Kárpáti régióban: Belsőkárpáti vulkáni areál

Megjegyzés: 1. A térkép forrásait lásd az angol szövegben

2. Nem lettek figyelembe véve a Délnyugat-Magyarországra és Észak-Jugoszláviára vonatkozó szórványos adatok

1 — javarészt andezites vulkánok: a — felszínen, b — eltemetve; 2 — javarészt riolitos vulkáni területek: a — felszínen, b — eltemetve; 3 — vulkáni centrumok: a — felszínen, b — eltemetve (geofizikai adatok alapján kijelölve); 4 — andezittelérek (Cserhát—Máttra); 5 — vulkánok és vulkáni területek kontúrjai: a — földtani térképezés alapján, b — mélyfúrás alapján, c — komplex geofizika alapján, d — mágneses anomáliák alapján, e — feltételezett; 6 — flis a felszínen és a Nagyalföld aljzatában; 7 — Kárpáti előmélység; 8 — ophiolitbúvások a Nagyalföld aljzatában (fúrásokkal ellenőrzött mágneses anomáliák tengelyvonalai — Közép-magyarországi ophiolit-öv); 9 — a Kárpáti gyűrt rendszer körvonala; 10 — Szirtöv és szerkezeti ekvivalensei

Számok a térképen: ① — Pohronsky Inovec; ② — Vtačnik; ③ — Körmöci vulkán; ④ — Selmeci vulkán; ⑤ — Jávoros; ⑥ — Polyana; ⑦ — Börzsöny; ⑧ — Dunazug; ⑨ — Cserhát; ⑩ — Máttra; ⑪ — Bükkalja; ⑫ — Tokaji hegység; ⑬ — Eperjesi vonulat; ⑭ — Zemplén; ⑮ — Beregszászi dombvidék; ⑯ — Nyírség—Hajdúság; ⑰ — Erdélyi-középhegység

Fig. 16. Размещение известково-щелочных вулканов миоценового возраста в Карпатском регионе: Внутрикarpатский вулканический ареал

Примечание: 1. Источники составления карты—см. в английском тексте

2. Не учтены спорадические данные по Юго-западной Венгрии и по Северной Югославии

1 — вулканы преимущественно андезитовые: а — на поверхности, б — погребенные; 2 — вулканические области преимущественно риолитовые: а — на поверхности, б — погребенные; 3 — вулканические центры: а — на поверхности, б — погребенные (выделены по данным геофизики); 4 — дайки андезитов (Черхат—Матра); 5 — контуры вулканов и вулканических областей: а — по данным геологической съемки, б — по данным бурения, с — по комплексу геофизических данных, д — по магнитным аномалиям, е — предполагаемые; 6 — флиш на поверхности и в фундаменте Большой Венгерской впадины; 7 — Предкарпатский прогиб; 8 — выходы оphiолитов в фундаменте Большой Венгерской впадины (оси магнитных аномалий, заверенных бурением — Средневенгерский Офиолитовый пояс); 9 — контур Карпатской складчатой системы; 10 — Утесовая зона и ее структурные эквиваленты

Цифры на карте: ① — Похронски Иновец; ② — Втачник; ③ — Кремницкий вулкан; ④ — Штявницкий вулкан; ⑤ — Яворие; ⑥ — Поляна; ⑦ — Бёржён; ⑧ — Дуназуг; ⑨ — Черхат; ⑩ — Матра; ⑪ — Бюккалья; ⑫ — Токайские горы; ⑬ — Прешовская гряда; ⑭ — Земплин; ⑮ — Береговское холмогорье; ⑯ — Ньиршег—Хайдушэг; ⑰ — горы Апусени



a

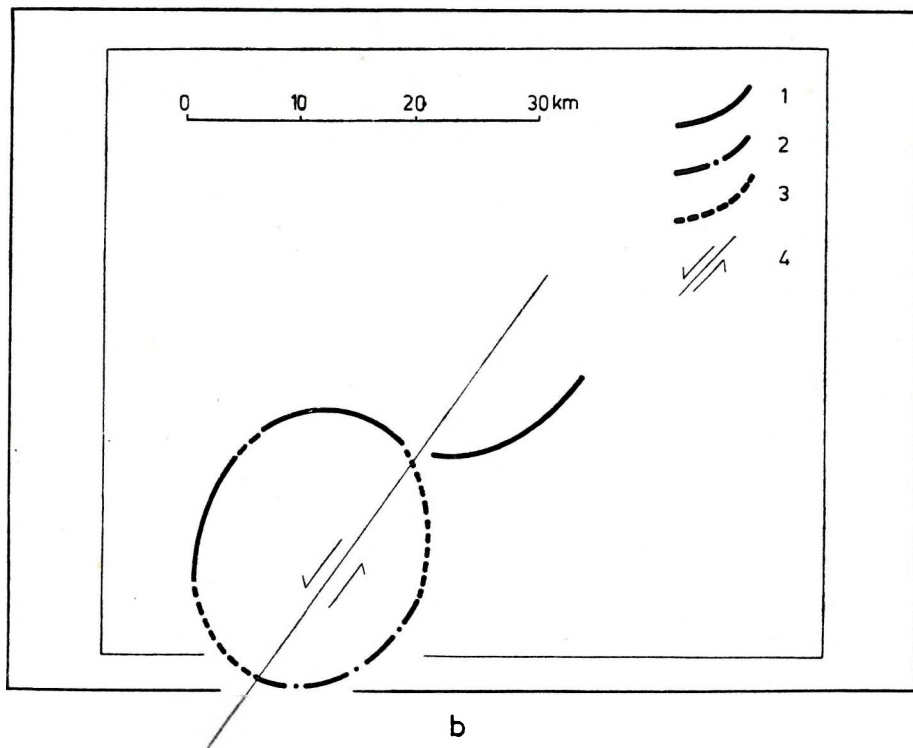


Fig. 17. Assumed wrench fault in the Miocene andesite volcano of the Mátra Mts.

a — details of the Landsat—100, E—1465—09015, MSS 457 (31.10.1973) satellite imagery;
b — sketch of structural interpretation

1 — recent dividing ridge indicating the original volcanic ring structure; 2 — assumed original position of the dividing ridge of the Eastern Mátra Mts.; 3 — sections of the dividing ridge destroyed by erosion; 4 — assumed wrench fault (the so-called Darno-line)

17. ábra. Feltételezett eltolódás a Mátra-hegység miocén korú andezitvulkánjában

a — Landsat—100, E—1465—09015, MSS 457 (1973. 10. 31.) űrfénykép részlete;
b — szerkezeti értelmezési vázlat

1 — az eredeti vulkáni gyűrűs szerkezetet jelző mai vízválasztó gerinc; 2 — a Keleti-Mátra vízválasztó gerincének feltételezett eredeti helyzete; 3 — a gyűrűs vízválasztó gerinc erózió által megsemmisített szakaszai; 4 — feltételezett eltolódás (az ún. Darnó-vonal)

Фиг. 17. Предполагаемый сдвиг в миоценовом андезитовом вулкане гор Матра

a — фрагмент космического снимка Landsat—100, E—1465—09015, MSS 457 (31. 10. 1973)
б — схема структурной интерпретации

Условные обозначения: 1 — современный водораздельный хребет, отмечающий первичную кольцеобразную вулканическую структуру; 2 — предполагаемое исходное положение водораздельного хребта Восточной Матры; 3 — отрезки кольцеобразного водораздельного хребта, уничтоженные эрозией; 4 — предполагаемый сдвиг (т. н. „линия Дарно“)

III. Conclusions for the Evolution of the Carpathian Region

Neogene calc-alkaline volcanism proves that before the Miocene there existed a *basin of oceanic or suboceanic crust* capable of subduction, where a probably turbiditic sedimentation took place. The present-day structure of the Carpathian fold system still shows the contours of the northern and eastern margins of this basin. The western and the southern part probably dismembered into microplates – after which they significantly displaced, even rotated, with respect to each other – so that the boundary cannot be reconstructed without further studies.

The *spatial possibilities* allowed by this Early Miocene paleogeographic picture naturally provoke some objections since at present the Dinarides, the Alps, the Bohemian Massif, the Polish and Russian Platform, the Dobrogea and the Moesian Platform constitute a *closed solid frame* enclosing mosaics of microplates of continental crust. We think however that, for the Neogene, this rigid connection only holds between the Bohemian Massif, the Polish Platform, the Russian Platform and Dobrogea. Also, since the beginning of the Neogene the Alps most likely have not moved in the east–west direction with respect to the Bohemian Massif. On the other hand, the Dinarides and the Moesian Platform – or at least sections of their boundaries – are active even now, as evidenced by earthquakes. Most reconstructions accept that the Dinarides have moved to their present-day position from the south, the Moesian Platform from the east [DEWEY et al. 1973, CHANNELL–HORVÁTH 1976, VARGA 1978]. The only question being: *when did this happen?*

It should be recalled that the intensive Neogene calc-alkaline volcanism along the eastern boundary of the Dinarides shows a strong E–W-directed “space shortening” (Figs. 18, 19), whereas around the Aegean sea, the Lower Miocene calc-alkaline and Middle Miocene–Lower Pliocene alkaline-basaltic magmatism [FYTIKAS et al. 1976] prove a variable and vivid geodynamic activity in the region. In view of this, it is reasonable to assume that the south-western and/or southern closure of the frame of the Carpathian region took place *in the Neogene, rather than before*. The reconstruction of this process will be the task of further studies. For the present purposes it suffices to note that no conceptual obstacles have remained with the spatial aspect, and that *any reconstruction of the ancient movements should proceed from the south*. As judged from the polarity of the Central Hungarian and the Mureş subduction zones, the microplates, constituting the recent Pannonian basin floor moved in this direction in the Miocene.

Geodynamic theories of the Carpathian region usually consider the well-known *disturbance at the Miocene–Pliocene boundary* as due to a change from compression to tension [even in most recent works, cf. STEGENA et al. 1975, CHANNELL–HORVÁTH 1976]. This interpretation forgets that while a Pliocene–Quaternary expansion is assumed for the Pannonian basin, a simultaneous compression (subduction) took place in the East Carpathians.

Keeping to the terminology and concepts of plate tectonics and considering the Pannonian basin as an *interarc*, it should be clear that – in a regional sense – one ought to speak about compression, while the so-called “general expansion” of the Pannonian basin is but a local phenomenon in the background of the subduction zone. So, in a regional sense, the above-mentioned disturbance does not indicate a change from compression to tension, but *rather the rotation of the compression* from a nearly north–south to a nearly east–west direction.

Roughly, this change should have taken place in the following steps. In the Miocene, the continental microplates which had been melted into the oceanic or suboceanic lithosphere intruded into the western part of the north-eastern basin. Until the original oceanic or sub-

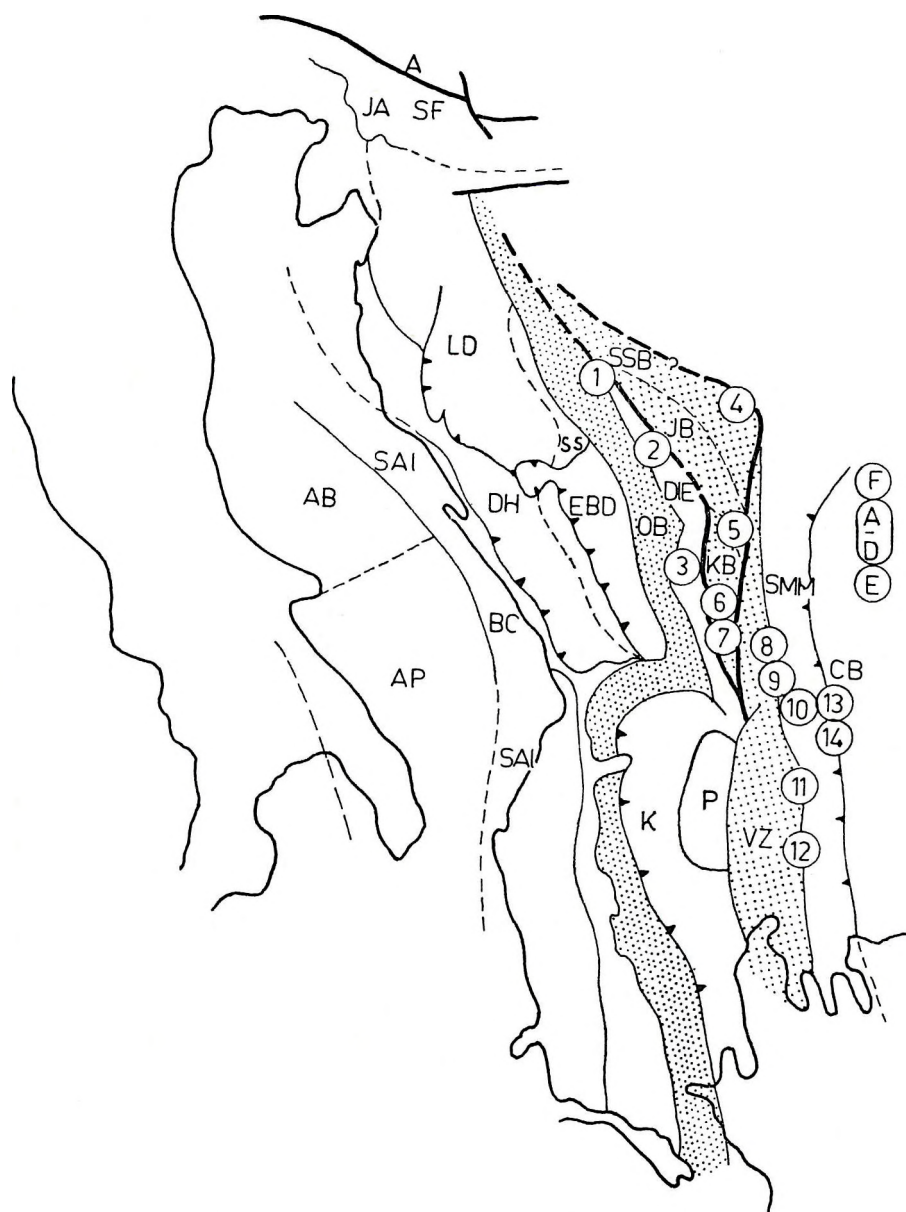


Fig. 18. General tectonic zoning of the Dinarides and adjacent areas, with the position of analysed volcanites [DIMITRIJEVIĆ 1974, Fig. 1]

CB — Carpatho—Balkans; SMM — Serbo—Macedonian Massif; VZ — Vardar Zone (KB—Kopaonik block, JB—Jadar block, SSB—Slavonia—Srem block); P — Pelagonian Massif (K—Korab zone); *Dinarides*: DIE — Drina—Ivanjica element; OB — Ophiolite Belt; LD — Lika—Dinara block; EBD — East Bosnian—Durmitor block; DH — Dalmatian—Herzegovinian zone; BC — Budva—Cukali zone; SAI — South Adriatic—Ionian zone; JA—SF — Julian Appls and Sava folds; *Adriatic*: AP — Apulian platform; AB — Adriatic block; A — Alps.

Location and in parantheses the number of analyses: ① — Maglaj (1); ② — Srebrnica mine (5), ③ — Ivanjica area (7), ④ — Fruška Gora Mt. ⑤ — Borač—Kotlenik Mts. (49), ⑥ — Kopaonik Mt. (8), ⑦ — Karamanica—Kremić (6), ⑧ — Lece mine (14), ⑨ — Sjarina (2), ⑩ — Vranje area (1), ⑪ — Kratovo—Zletovo area (19), ⑫ — Kožuf Mt. (2), ⑬ — Mačkatice mine (3), ⑭ — Vlasotince—Romanovska (1)

A — Bor, first phase (23), B — Bor, second phase (12), C — Bor, third phase (7), D — Zaječar area (3), E — Knjaževac area (3), F — Kučevo area (1)

Note: map oriented to the geographical north

18. ábra. Az analizált mészkáli vulkanitok elrendeződése a Dinaridák általános tektonikai zónációjában [DIMITRIJEVIĆ 1974, fig. 1]

Térképi jelölések: CB — Kárpátok—Balkán; SMM — Szerb—Macedon masszívum; VZ — Vardar-öv (KB — Kopaonik blokk, JB — Jadar blokk, SSB — Slavonia—Srem blokk); P — Pelagóniai masszívum (K — Korab-öv); *Dinaridák*: DIE — Drina-Ivanjica elem; OB — Ofiolit-öv; LD — Lika—Dinara blokk; EBD — Kelet-Bosznia — Durmitor blokk; DH — Dalmáciai—Hercegovinai öv; BC — Budva—Cukali öv; SAI — Dél-Adriai—Ióniai öv; JA—SF — Juliai Alpok és Száva-redők; *Adria*: AP — Apuliai platform; AB — Adriai blokk; A — Alpok.

Elemzési pontok (zárójelben — az elemzések száma, db): ① — Maglaj (1), ② — Srebrnica bánya (5), ③ — Ivanjica környéke (7), ④ — Fruška Gora hegység (1), ⑤ — Borač—Kotlenik hegység (49), ⑥ — Kopaonik hegység (8), ⑦ — Karamanica—Kremić (6), ⑧ — Lece bánya (14), ⑨ — Sjarina (2), ⑩ — Vranje környéke (1), ⑪ — Kratovo—Zletovo környéke (19), ⑫ — Kožuf hegység (2), ⑬ — Mačkatice bánya (3), ⑭ — Vlasotince—Romanovska (1).

A — Bor, első fázis (23), B — Bor, második fázis (12), C — Bor, harmadik fázis (7), D — Zaječar környéke (3). E — Knjaževac környéke (3), F — Kučevo környéke (1)

Megjegyzés: az ábra beforgatva az égtájaknak megfelelő irányba

Фиг. 18. Размещение анализированных известково-щелочных вулканитов в общей тектонической зональности Динарид [DIMITRIJEVIĆ 1974, fig. 1]

CB — Карпаты—Балкан; SMM — Сербско—Македонский массив; VZ — Вардарская зона (KB — блок Копаноник, JB — блок Йадар, SSB — блок Славония—Срем); P — Пелагонийский массив (K — зона Кораб); *Динариды*: DIE — элемент Дрина—Иваньяца; OB — Офиолитовый пояс; LD — Блок Лика—Динара; EBD — Блок Восточная Босния — Дурмитор; SS — Сигмоида Сараево; DH — Далматско—Герцеговинская зона; BC — Зона Будва—Цукали; SAI — Южноадриатическо—Ионическая зона; JA—SF — Юлийские Альпы и Савские складки; *Адриатика*: AP — Апулийская платформа; AB — Адриатический блок; A — Альпы

Пункты анализиров (в скобке — количество анализов): ① — Маглай (1), ② — Рудник Среbrница (5), ③ — Район Иваньяца (7), ④ — Горы Фрушка Гора (1), ⑤ — Горы Бора-ч-Котленик (49), ⑥ — Горы Копаноник (8), ⑦ — Караманица-Кремич (6), ⑧ — рудник Леце (14), ⑨ — Сьярина (2), ⑩ — район Вранье (1), ⑪ — район Кратово—Злетово (19), ⑫ — горы Кожуф (2), ⑬ — рудник Мацкатица (3), ⑭ — Власотинце—Романовска (1).

A — Бор, первая фаза (23), B — Бор, вторая фаза (12), C — Бор, третья фаза (7), D — район Зечар (3), E — район Княжевац (3), F — район Кучево (1)

Примечание: фиг. повернута в соответствии с ориентацией по странам света

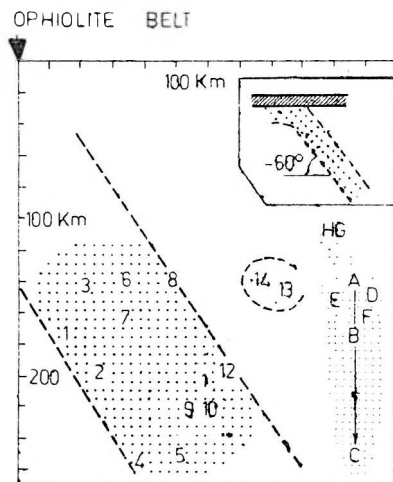


Fig. 19. Depths of magma chambers (computed by NINKOVICH and HAYS' (1972) (method) and their distances from the ophiolite belt [DIMITRIJEVIĆ 1974, Fig. 3]

Numbers and letters refer to points of analyses, cf. Fig. 18.

Note: altered — title

19. ábra. A Belső Dinaridák ofiolit-övével kapcsolatos szubdukciós öv összesítő szelvénye a neogén vulkanitok kiolvadási mélységei alapján [DIMITRIJEVIĆ 1974, fig. 3]

A sorszámok az elemzési pontokat jelzik (ld. a 18. ábrán). A kiolvadási mélységek meghatározása NINKOVICH—HAYS (1972) nyomán

Megjegyzés: megváltoztatva — az elnevezés

Фиг. 19. Сводный профиль древней зоны субукции, связанной с Офиолитовым поясом Внутренних Динарид, по данным глубин выплавления неогеновых вулканитов [DIMITRIJEVIĆ 1974, fig. 3]

Номера обозначают пункты анализор (см. фиг. 18)

Глубины выплавления определялись по [NINKOVICH—HAYS 1972]

Примечание: изменено название

oceanic crust between the South Carpathians and the Tatra Mts. had been used up by subduction, a "space shortening" took place in this direction. The eastern part of the basin could have remained open only if at the beginning of the Miocene the Moesian Platform had protruded westwards with respect to the southwest margin of the Russian Platform, protecting the basin from a direct closure from the south. Under these circumstances, the changes of the deformation field around the Miocene–Pliocene boundary can very well be explained without any assumed influences from outside the Carpathians: when in the near N–S oriented section the continental microplates had got into contact with each other and with the solid frame (Bohemian Massif–Polish Platform) and gradually filled up the whole section, the same general movement diverted them east, towards the remaining parts of the basin.

Details of the changes of the deformation field can be illuminated by data of that territory where the Inner-Carpathian "area" directly meets the East-Carpathian volcanic belt (at the borderland of the Soviet Transcarpathians, Slovakia, Hungary and Roumania). In the Vihorlat–Gutâi mountain range the formations of the "area" and the volcanic belt are superimposed without significant gap of time [MERLICH et al. 1974]. The intermediate strike of the Tokaj–Prešov arc suggests that the rearrangement of deformations continuously proceeded

in space, although the final position of the arc should have been affected by later displacements.

Further away, along the East Carpathians, three segments can be distinguished (Fig. 8): the Vihorlat–Gutâi volcanic chain, the Călimani–Harghita volcanic chain and the Vrancea seismic zone. According to radiological age determinations [MERLICH–SPITKOVSKAYA

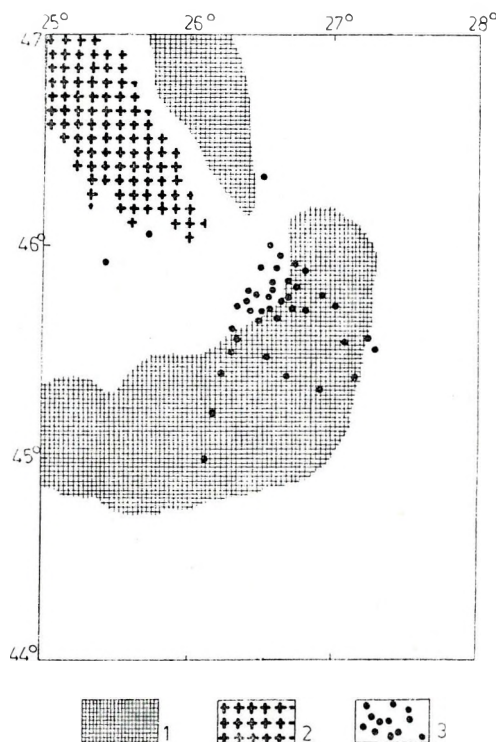


Fig. 20. Borderland of the southern termination of the Călimani–Harghita volcano chain and the Vrancea seismic zone [ROMAN 1970, Fig. 4]

1 — negative Bouguer anomaly; 2 — andesite; 3 — epicentres of 50–160 km deep earthquakes between 1928–1965.

Note: altered — title; omitted — division of basement with respect to age and contours of the seismoactive block

20. ábra. A Kelemen–Hargita vulkán-lánc déli elvégződése és a Vrancea szeizmikus öv határvidéke [ROMAN 1970, fig. 4]

1 — negatív Bouguer-anomália; 2 — andezit; 3 — 50–160 km mélységű 1928–1965. évi földrengések epicentrumai

Megjegyzés: megváltoztatva — az elnevezés; elhagyva — az aljzat kora szerinti területi felosztás és a szeizmoaktív blokk körvonala

Фиг. 20. Пограничная область между южной оконечностью вулканической цепи Кэлимани–Харгита и сейсмической областью Вранча [ROMAN 1970, fig. 4]

1 — отрицательные аномалии Буге; 2 — андезиты; 3 — эпицентры землетрясений 1928–1965 гг. с глубинами 50–160 км

Примечание: изменено название; опущены районирование по возрасту фундамента и контур сейсмоактивного блока

1974; MIKHAYLOVA et al. 1974] the first mountain chain is dated to the end of the Miocene – beginning of Pliocene; the second to the end of the Pliocene – beginning of the Pleistocene [RĂDULESCU et al. 1973]; the Vrancea zone is active even today, without volcanism [ROMAN 1970]. Consequently, subduction did not occur simultaneously in the three segments, but step-wise later and later from north-west to south-east. The northern boundary between the segments approximately coincides with the eastern continuation of the flysch belt of the Great Hungarian Plain, the southern boundary (Fig. 20) very likely with the continuation of the Mureş belt. As already seen, both of them indicate Miocene microplate boundaries. The fact that these boundaries separate segments of different age of the East Carpathian subduction zone suggests that *the corresponding microplates retained their independence during the Pliocene*. The general rejuvenation from north-west to south-east of the active plate boundaries is in accordance with the assumption that the basin with oceanic or suboceanic crust became closed under the screening effect of the southwards lying Moesian Platform.

IV. Methodological Conclusions

Any attempts to explain, within the framework of plate tectonics, the Neogene calc-alkaline volcanism of the Carpathian region, have faced *serious obstacles as to the spatial possibilities*: according to the classical view (Tectonics... 1974) the orogenesis of the Inner-Carpathians had already been completed by the beginning of the Oligocene (Fig. 21), leaving no place for further basins whose crust would probably have been subjected to subduction. Apparently, this opinion is supported by the reconstruction of the relative movements of the Eurasian and African lithosphere plates, which began their approach toward each other in the Eocene [PHILLIPS–FORSYTH 1972], or even the Upper Cretaceous [DEWEY et al. 1973].

We are thus faced with the following difficulty: if we do not want to reject plate tectonics, which alternative should be given preference:

- a) the prevalent *opinion* that the Carpathian region had already been filled up by pieces of lithosphere-plates at the beginning of Miocene; or
- b) the vast amount of *actual facts* for the whole Earth, which facts imply a direct, clear-cut spatial–temporal connection between calc-alkaline magmatism and subduction processes and belts.

Up to now all investigators have favoured the first solution, by elaborating (or supporting) *ad hoc* hypotheses about the direct connection of calc-alkaline magmatism with a particular mantle-diapir, analogous to that assumed beneath marginal seas [KARIG 1971]. We have chosen the second way, first of all because we are convinced that marginal seas and their continental analogues are characterized by a specific alkaline-basaltic–tholeiitic, rather than calc-alkaline magmatism [LORDKIPANIDZE et al. 1979]; and, also, because we do not know of any exception under the rule that calc-alkaline magmatism always shows evident space–time connection with subduction belts and processes. Consequently, we adopted – as a general reconstruction idea – the approach that the calc-alkaline magmatism should be used for the *diagnosis of subduction belts of the same age* [ZONENSHAIN et al. 1976].

Following this path, we soon encountered a *new, strikingly unexpected picture of Early Miocene paleogeography*. This picture does not contradict the general opinion that the convergence of the Eurasian and African lithosphere-plates started in the Upper Cretaceous or the Eocene. As a matter of fact the convergence should not be assumed to be continuous in the same way as is, for example, the collision of the Indian and Eurasian plates in the present-

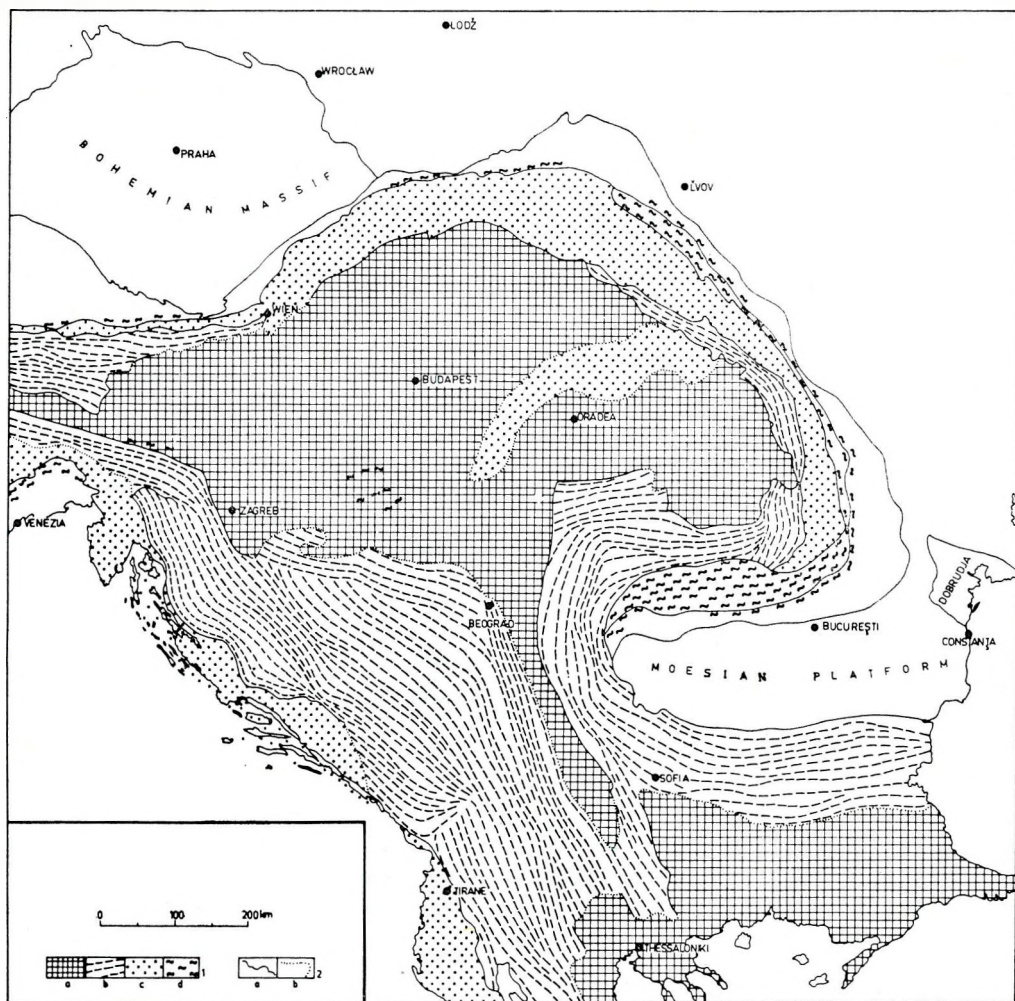


Fig. 21. Territorial division of the Carpatho—Balkan region with respect to age of the latest folding [Tectonics... 1974, Fig. 1]

1 — age of the latest folding: a — Cretaceous, b — Paleogene, c — early Miocene, d — late Neogene—Quaternary; 2 — boundary between regions and zones of different age of folding: a — certain, b — uncertain

Note: omitted — territorial division with respect to geotectonic units and to the intensity of folding, and the older foldings on the territories of younger ones

21. ábra. A Kárpát—Balkán régió területi felosztása az utolsó gyűrődés kora szerint [Tectonics... 1974, fig. 1]

1 — az utolsó gyűrődés kora: a — kréta, b — paleogén, c — korai neogén, d — késői neogén—kvarter; 2 — a különböző gyűrődési korú területek és övek határa: a — biztos, b — bizonytalan

Megjegyzés: elhagyva — a tektonikai egységek és a gyűrődés intenzitása szerinti területi felosztás, továbbá az idősebb gyűrődések a fiatalabb gyűrődések területein

Fig. 21. Районирование Карпато—Балканского региона по возрасту последней складчатости [Tectonics... 1974, fig. 1]

1 — возраст последней складчатости: а — меловой, б — палеогеновый, с — раннеогеновый, д — позднеогеновый—антропогенный; 2 — границы областей и зон с разным возрастом последней складчатости: а — достоверные, б — предполагаемые

Примечание: опущены: выделение тектонических единиц и районирование по интенсивности складчатости, а также более древняя складчатость в пределах района с молодой складчатостью

day Himalayas: there always used to be and there still exist basins of oceanic or suboceanic crust (Mediterraneum). It is also indisputable that during the Early Miocene the Dinariides – even together with the Adriatic and the Apennines – lay further away from the recent Alpine–Carpathian system, since south-westwards and south-eastwards from them there are still oceanic type basins (Tyrrhenian, Aegean) developed in the Miocene. The majority of recent geodynamic reconstructions of the Carpathian region proceed from older to younger formations, relying usually on Mesozoic data. During this, a legion of auxiliary assumptions have to be made so that practically no objectivity should be expected as regards details. No wonder that various reconstructions of the Mesozoic geodynamics are so different, even if based on the same set of data.

The strictly actualistic analysis of the Neogene Carpathian volcanism proves that the recent arrangement of the continental lithosphere elements had not been completed by the end of the Oligocene; this arrangement has continued – and the continental lithosphere elements have exhibited significant movement with respect to each other and to the Eurasian lithosphere plate – through the Miocene up to the present day. It should be realized, of course, that while we already see the outlines of a geodynamic reconstruction of the Pliocene, we have but the vaguest ideas about the Miocene. We think however, that no Early Miocene paleogeography can be elaborated without a sound understanding of the Miocene geodynamics. Until this we cannot hope to clarify the geodynamics and paleogeography of earlier eras.

It is expected that the recognition of the space–time distribution and compositional changes of Miocene volcanites would provide a clue for this quest. This is the main point in their investigation, and this is why we have to take every effort to solve at least the most important related problems.

Acknowledgement

The author would offer his sincere thanks to Dr. L. P. ZONENSHAIN (“P. Shirshov” Oceanological Institute, Moscow) who introduced him to the intricacies of geodynamic reconstructions, for his valuable consultations during the work leading to the present paper.

REFERENCES

- BALLA Z., ZELENKA T., BALÁZS E., 1977^a: Arrangement of the Neogene volcanoes of the Carpathian region (in Russian with English abstract). *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.*, Budapest, 21, 4, 487–398.
- BALLA Z., KÖRÖSSY L., CSONGRÁDI J., 1977^b: Evolution and age of the paleovolcanoes of the Börzsöny and Dunazug Mountains (in Russian with English abstract). *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.*, Budapest, 21, 4, 399–407.
- BALOGH K., 1964: Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges. *Magy. Áll. Földt. Int. Évk.*, Budapest, 48, 2, 555–705.
- BALOGH K., KÖRÖSSY L., 1968: Tektonische Karte Ungarns im Maßstabe 1:1 000 000. *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.*, Budapest, 12, 1–4, 255–262.
- BLEAHU, M. D., BOCCALETTI, M., MANETTI, P., PELTZ, S., 1973: Neogene Carpathian arc: a continental arc displaying the features of an “island arc”. *Journ. Geophys. Res.*, Washington, 78, 23, 5025–5032.
- BOCCALETTI, M., MANETTI, P., PECCERILLO, A., PELTZ, S., 1973^a: Young volcanism in the Călimani–Harghita Mountains (East Carpathians): evidence of a paleoseismic zone. *Tectonophysics*, Amsterdam, 19, 4, 299–313.
- BOCCALETTI, M., MANETTI, P., PELTZ, S., 1973^b: Evolution of the Upper Cretaceous and Cenozoic magmatism in the Carpathian arc: geodynamic significance. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, Roma, 12, 3, 267–278.

- BOCCALETTI, M., HORVÁTH F., LODDO, M., MONGELLI, F., STEGENA L., 1976: The Tyrrhenian and Pannonian basins: a comparison of two Mediterranean interarc basins. *Tectonophysics*, Amsterdam, 35, 1-3, 45-70.
- BODOKY T., JÁNVÁRY J., NEMESI L., POLCZ I., SZEIDOVITZ GY.-NÉ, 1977: Results of complex geophysical surveying in the Nyírség area, NE Great Hungarian Plain (in Hungarian with English abstract). *Ált. Földt. Szle*, Budapest, 10, 5-44.
- BODZAY I., 1975: A model of the geohistorical evolution of the Carpathian Basin. *Proc. Xth Congr. CBGA 1973*, Sect. III. Tectonics, GÜDS Bratislava, 46-58.
- Carte géologique de la République Socialiste de Roumanie, 1:1 000 000, 1967. București.
- Carte tectonique internationale de l'Europe, 1:2 500 000, 1964. Moscou.
- CHANNELL, J. E. T., HORVÁTH F., 1976: The African/Adriatic promontory as a palaeogeographical premise for Alpine orogeny and plate movements in the Carpatho-Balkan region. *Tectonophysics*, Amsterdam, 35, 1-3, 71-102.
- CIOFLICA, G., SAVU, H., BORCOȘ, M., STEFAN, A., ISTARTE, G., 1973: Alpine volcanism and metallogenesis in the Apuseni Mountains. *Symp. Volc. Met.*, 1973, Guidebook ser. 13, Guide to Exc. 3 AB, *Geol. Inst. Bucharest*, p. 70.
- CSEREPESNÉ MESZÉNA B., 1978: On the Lower Pannonian basalts and Proterozoic migmatites uncovered by the hydrocarbon-exploratory borehole Kiskunhalas-Ny.-3 (in Hungarian with English abstract). *Földt. Közl. Budapest*, 108, 1, 53-64.
- DANILOVICH, L. G., 1974: O nekotorykh elementakh globalnoy tektoniki v evolutsii Karpatskoy gosinklinali (in Russian). *Geol. i Geohim. Gor. Iskop.*, Kiev, 40, 3-11.
- DANILOVICH, L. G., 1975: Magmatism Karpat i voprosy geodinamiki (in Russian). *Geol. i Geohim. Gor. Iskop.*, Kiev, 42, 3-13.
- DANILOVICH, L. G., 1976: O polozhenii zon subduksii v Ukrainskih Karpatah (in Russian). *Geol. i Geohim. Gor. Iskop.*, Kiev, 47, 53-58.
- DANK V., BODZAY I., 1971: Geohistorical background of the potencial hydrocarbon resources of Hungary (in Hungarian with English abstract). *Magy. Tud. Akad. X. Oszt. Közl. Budapest*, 4, 2-4, 261-268.
- DEWEY, J. F., PITMAN III, W. C., RYAN, W. B. F., BONNIN, J., 1973: Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, New York, 84, 10, 3137-3180.
- DIMITRIJEVIĆ, M. D., 1974: Tectonics of the Dinarides: implications on Tertiary volcanism. *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.*, Budapest, 18, 3-4, 457-464.
- DOLENKO, G. N., DANILOVICH, L. G., 1975: Novoe v uchenii o geosinklinaliah i ego prilozhenie k Ukrainskim Karpatah (in Russian). *Geol. Zhurnal*, Kiev, 35, 5, 3-9.
- DRUMIA, A. V., 1973: Geologicheskoe stroenie i seismichnost Vostochnogo Predkarpattia (in Russian). *Avto-ref. kand. diss.*, Kiev.
- EMBEY-ISZTIN A., 1978: On the petrology of spinell lherzolite nodules in basaltic rocks from Hungary and Auvergne, France. *Ann. Hist. Nat. Mus. Hung.*, Budapest, 70, 27-44.
- FYTIKAS, M., GIULLANI, O., INNOCENTI, F., MARINELLI, G., MAZZUOLI, R., 1976: Geochronological data on recent magmatism of the Aegean Sea. *Tectonophysics*, Amsterdam, 31, 1/2, T29-T34.
- Geological map of Hungary, 1:300,000, 1956. Budapest.
- Geomagnetic map of Hungary 1:500,000, 1966. Budapest.
- Geologická mapa ČSSR, 1:500,000, 1967. ÚÚG, Prague.
- Geologische Karte der Republik Österreich und seiner Nachbargebiete, 1:500,000, 1933. Wien.
- GIUSCA, D., BORCOȘ, M., LANG, G., STAN, N., 1973: Neogene volcanism and metallogenesis in the Gutâi Mountains. *Symp. Volc. Met.* 1973, Guidebook ser. 11, Guide to Exc. 1 AB, *Geol. Inst. Bucharest*, p. 50.
- GOFSTEIN, I. D., 1975: Karpaty kak ostrovnaya duga (in Russian). *Geol. i Geohim. Gor. Iskop.*, Kiev, 42, 14-19.
- GYARMATI P., 1977: Intermediate volcanism in the Tokaj Mountains. *Magy. Áll. Földt. Int. Évk.*, Budapest, 58, 137-195.
- HERZ, N., SAVU, H., 1974: Plate tectonic history of Roumania. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, New York, 85, 9, 1429-1440.
- HORVÁTH F., STEGENA L., GÉCZY B., 1975: Ensimatic and ensialic interarc basins: comments on "Neogene Carpathian arc: continental arc displaying the features of an island arc" by M. D. Bleahu, M. Boccaletti, P. Manetti and S. Peltz. *Journ. Geophys. Res.*, Washington, 80, 02, 281-283.
- IANOVICI, V., BORCOȘ, M., BLEAHU, M., PATRULIUS, G., LUPU, M., DIMITRESCU, P., SAVU, H., 1976: Geology of the Apuseni Mountains (in Roumanian). *București*, p. 631.
- JUHÁSZ Á., 1964: Beitrag zur Tiefengeologie des N-Teiles des Donau-Theiss Zwischenstromlandes (in Hungarian with German abstract). *Földt. Közl.*, Budapest, 94, 2, 184-193.

- JUHÁSZ Á., 1971: Tertiäre Vulkanite des Donau-Theiss Zwischenstromlandes (in Hungarian with German abstract). *Földt. Közl.*, Budapest, 101, 1, 1–12.
- JUHÁSZ Á., KÖVÁRY J., 1964: Beitrag zur Tiefengeologie des Umgebung von Jászberény, Grosse Ungarische Tiefebene (in Hungarian with German abstract). *Földtani Közl.*, Budapest, 94, 4, 459–464.
- KARIG, D., 1971: Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. *Journ. Geophys. Res.*, Washington, 76, 11, 2542–2561.
- KISS J., 1951: On the question of the rhyolite in the Sárszentmiklós area, South of Budapest (in Hungarian with English abstract). *Földt. Közl.*, Budapest, 81, 1–3, 81–86.
- KONEČNÝ, V., ŠEFARA, J., ZBOŘIL, L., 1975: Investigation of deep structures in the basement of Central Slovakian young volcanic region and their classification with respect to Neogene volcanism. *Proc. Xth Congr. CBGA 1973, Sect. III. Tectonics*, GÜDŠ Bratislava, 209–227.
- KÖRÖSSY L., 1956: Geological results of the petroleum prospecting activities on the Northern part of Tiszántúl (in Hungarian with English abstract). *Földt. Közl.*, Budapest, 86, 4, 390–402.
- KÖRÖSSY L., 1959: The flysch-like formations of the Great Hungarian Basin (in Hungarian with English abstract). *Földt. Közl.*, Budapest, 89, 2, 115–124.
- KÖRÖSSY L., 1963: Comparison between the geological structure of the basin regions of Hungary (in Hungarian with English abstract). *Földt. Közl.*, Budapest, 93, 2, 153–172.
- KÖRÖSSY L., 1964: Tectonics of the basin areas of Hungary. *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.*, Budapest, 8, 1–4, 377–394.
- KÖRÖSSY L., 1965^a: Geologischer Bau des ungarischen Becken. *Verhandl. Geol. Bundesanst., Wien, Sonderheft G*, 36–51.
- KÖRÖSSY L., 1965^b: Geologischer Bau des ungarischen Becken. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Berlin-Hannover*, 116, 2, 292–307.
- KÖRÖSSY L., 1970: Entwicklungsgeschichte der Neogene Becken in Ungarn. *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.*, Budapest, 14, 1–4, 421–429.
- LEXA, J., KONEČNÝ, V., 1974: The Carpathian volcanic arc: a discussion. *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.*, Budapest, 18, 3–4, 279–293.
- LORDKIPANIDZE, M. B., ZAKARIADZE, G. S., POPOLITOV, E. I., 1979: Volcanic evolution of the marginal and interarc basins. *Tectonophysics*, Amsterdam, 57, 1, 71–84.
- MÁRTON P., 1977: On the bases of paleomagnetic structural studies (in Hungarian with English abstract). *Magy. Geofiz.*, Budapest, 18, 5, 161–165.
- MERLICH, B. V., SPITKOVSKAYA, S. M., 1974: Glubinnye razlomy, neogenovyy magmatizm i orudnenie Zakarpattia (in Russian). "Problemy tektoniki i magmatizma glubinnyh razlomov" tom 2, "Vyshcha shkola", Lvov, p. 175.
- MIKHAYLOVA, N. P., GLEVASSKAYA, A. M., CYKORA, V. N., 1974: Paleomagnetism vulkanogennyh porod i rekonstruktsiya geomagnitnogo polia neogena (in Russian). "Naukova dumka", Kiev, p. 252.
- MILANOVSKIY, E. E., KORONOVSKIY, N. V., 1973: Orogenny vulkanizm i tektonika Alpiyskogo poyasa Evrazii (in Russian). "Nedra", Moscow, p. 279.
- NAUMENKO, V. V., GONCHARUK, A. F., 1969: K voprosu o polozhenii generalnoy ploskosti skalyvaniya v strukture Vostochnykh Karpat (in Russian). *Sov. Geol.*, Moscow, 12, 5, 26–34.
- NINKOVICH, D., HAYS, J. D., 1972: Mediterranean island arcs and origin of high potash volcanoes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 16, 3, 331–345.
- PANTÓ G., 1962: The role of ignimbrites in the volcanism of Hungary. *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.*, Budapest, 6, 3–4, 307–331.
- PHILLIPS, J. D., FORSYTH, D., 1972: Plate tectonics, paleomagnetism, and the opening of the Atlantic. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, New York, 83, 6, 1579–1600.
- RĂDULESCU, D. P., PELTZ, S., STANCIU, C., 1973: Neogene volcanism in the East Carpathians (Călimani-Giurghiu-Harghita Mts). *Symp. Volc. Met. 1973, Guidebook ser. 12, Guide to Exc. 2 AB*, Geol. Inst. Bucharest, p. 69.
- RĂDULESCU, D. P., SÂNDULESCU, M., 1973: The plate-tectonic concept and the geological structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, Amsterdam, 16, 3/4, 155–161.
- ROMAN, C., 1970: Seismicity in Roumania – evidence for the sinking lithosphere. *Nature*, London, 228, 5277, 1176–1178.
- ROMAN, C., 1971: Plate tectonics in the Carpathians – a case in development. *Observatoire Royal de Belgique, Bruxelles, Communications, A – 13, sér. Géophys.* 101, 37–40.
- ROZLOŽNIK, L., 1976: Position of the Alpine Metallogenesis in the western Carpathians in View of the Plate Tectonics (in Slovakian). "Československá geologia a globálna tektonika", Smolenice. Bratislava, 151–157.

- ROZLOŽNIK, L., 1979: West Carpathians and plate tectonics (in Hungarian with English abstract). *Ált. Földt. Szle.*, Budapest, 12, 67–91.
- SMITH, A. G., 1976: Plate tectonics and orogeny: a review. *Tectonophysics*, Amsterdam, 33, 3/4, 215–286.
- STEGENA L., GÉCZY B., HORVÁTH F., 1975: Late Cenozoic evolution of the Pannonian basin. *Tectonophysics*, Amsterdam, 26, 1/2, 71–90.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E., 1967: Considerations on the investigation of the deep structure and magmatetionics of the Carpathian Basin system (in Hungarian). *Magy. Tud. Akad. X. Oszt. Közl.*, Budapest, 1, 1–2, 41–65.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E., 1971: Mechanism of the new global tectonics and its relations to the evolution of the Earth and life. Theses of the study introducing a discussion entitled "The Carpatho-Dinaride area from the point of view of the new global tectonics" (in Hungarian with English abstract). *Geonómia és Bányászat*, Budapest, 4, 1, 3–89.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E., 1975: Jungalpine Subduktionslinien im KBD Gebiet. Proceedings of the Xth Congress of the CBGA, 1973, Section III. Tectonics. *Geol. Ústav D. Štúra*, Bratislava.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E., PANTÓ GY., PÓKA T., PANTÓ G., SZÉKY-FUX V., KISS J., KUBOVICS I., 1967: Die Neovulkanite Ungarns. *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.*, Budapest, 11, 1–3, 161–180.
- SZEPESHÁZY K., 1973: Upper Cretaceous and Paleogene formations of the northern part of the Great Hungarian Plain (in Hungarian). *Akad. Kiadó*, Budapest, p. 96.
- SZEPESHÁZY K., 1977: Mesozoic igneous rocks of the Great Hungarian Plain (in Hungarian with English abstract). *Földt. Közl.*, Budapest, 107, 3–4, 384–397.
- SZEPESHÁZY K., 1979: Structural and stratigraphic connections between the basement of the Great Hungarian Plain, East of River Tisza and the Apuseni Mountains in Western Transylvania (in Hungarian with English abstract). *Ált. Földt. Szle*, Budapest, 12, 121–198.
- SZÉKYNÉ FUX V., 1957: Daten zum Vulkanismus des Transdanubischen Becken (in Hungarian with German abstract). *Földt. Közl.*, Budapest, 87, 1, 63–68.
- Tectonic map of the Carpathian-Balkan mountain system and adjacent areas, 1:1,000,000, 1973, CBGA Tect. Commiss., Prague; GÜDŠ Bratislava; UNESCO
- Tectonics of the Carpathian-Balkan regions (editor: M. MAHEL'), 1974. CBGA Commiss. for Tect., GÜDŠ Bratislava, p. 455.
- THORPE, R. S., FRANCIS, P. W., 1979: Variations in Andean andesite compositions and their petrogenetic significance. *Tectonophysics*, Amsterdam, 57, 1, 53–70.
- VARGA GY., CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E., FÉLEGYHÁZI Zs., 1975: Geology of the Mátra Mountains (in Hungarian with English abstract). *Magy. Áll. Földt. Int. Évk.*, Budapest, 57, 1.
- VARGA, I., 1978: Palealpine geodynamics of the Western Carpathians. *Miner. Slov.*, Bratislava, 10, 5, 385–441.
- VICZIÁN I., 1965: Basalt aus Komitat Baranya (in Hungarian with German abstract). *Földt. Közl.*, Budapest, 96, 4, 448–452.
- VÖLGYI L., 1959: Neue geologische Ergebnisse der Erdölforschung in der Grossen Ungarischen Tiefebene (in Hungarian with German abstract). *Földt. Közl.*, Budapest, 89, 1, 37–51.
- WEIN GY., 1969: Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. *Acta. Geol. Ac. Sci. Hung.*, Budapest, 13, 1–4. 399–436.
- WEIN GY., 1973: Zur Kenntnis der tektonischen Strukturen im Untergrund des Neogens von Ungarn. *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, Wien, 116, 85–101.
- WEIN GY., 1978^a: Alpine-type tectogenesis of the Carpathian Basin (in Hungarian with English abstract). *Magy. Áll. Földt. Int. Évi jel.* 1976. évről, 245–256.
- WEIN GY., 1978^b: Outlines of the development of the Carpathian Basin (in Hungarian with English abstract). *Ált. Földt. Szle.*, Budapest, 11, 5–34.
- ZONENSHAIN, L. P., KUZMIN, M. I., MORALEV, V. M., 1976: Globalnaya tektonika, magmatizm i metallogeniya. "Nedra", Moscow, p. 231.

A NEOGÉN VULKANITOK JELENTŐSÉGE ÉS PROBLEMATIKÁJA A KÁRPÁTI RÉGIÓ GEODINAMIKAI REKONSTRUKCIÓJÁBAN

Bevezetés

A Kárpáti régió neogén vulkanitjait régóta két szériába sorolják, amelyek: a mészkalki (andezit, dácit, riolit) és az alkáli-bazaltos vulkanitok. A lemeztectonikai elmélet alapján adott értelmezések túlnyomórészt abból a régóta megfogalmazott gondolatból indulnak ki, hogy a kárpáti régió mészkalki vulkanizmusa a *mai szigetívek vulkanizmusának analógja*. E felfogásnak két fő típusát dolgozták ki:

1. Az elsősorban román és olasz kutatók [BLEAHU et al. 1973, BOCCALETTI et al. 1973^a, 1973^b, RĂDULESCU—SĂNDULESCU 1973] által képviselt álláspontra az alábbiak jellemzőek:

1.1. Gyakorlatilag valamennyi vulkanit egységes ívet képez, amely Közép-Szlovákiától Észak-Magyarországon, Kelet-Szlovákián, Szovjet Kárpátalján és Észak-Románián át egészen a Hargita-hegységig tart (1. ábra).

1.2. Ez az ív a Kárpáti gyűrt rendszer belső oldalán húzódik s ugyanazokkal a szubdukciós folyamatokkal kapcsolatos, amelyek eredménye maga a Kárpátok.

1.3. E szubdukció során annak a medencének az óceáni vagy szubóceáni kérge tűnt el, amelyben a Külső-Kárpátok flise felhalmozódott.

1.4. Az alkáli-bazalt vulkanizmus a mészkalkit térben váltja fel, az ív belső oldalához kötődve, s az ívközi medencék spreadingjével kapcsolatos magmatizmus analógjának tekinthető.

2. A szovjet kutatók felfogása szerint az 1. pontban felsoroltak a Vihorlát—Gutin és a Kelemen—Hargita hegylánckra érvényesek, az idősebb (miocén) vulkanitok már más folyamatokkal állnak kapcsolatban [NAUMENKO—GONCHARUK 1969, GOFŠTEIN 1975], nevezetesen a Kárpátok ivén belül lejátszódott szubdukcióval [DANILOVICH 1974, 1975, 1976, DOLENKO—DANILOVICH 1975]. Ugyanezt az álláspontot képviseli SZÁDECZKY-KARDOSS E. [1971] is, aki elsőként adott vázlatos képet a tercier szubdukciós övekről és a velük kapcsolatos vulkán-sorokról [1975] (2. ábra).

A kárpáti neogén vulkanizmusnak ugyancsak lemeztectonikai alapon más értelmezése is létezik. Köpeny-diapirral való kapcsolat lehetőségét vetette fel korábban SZÁDECZKY-KARDOSS E. [1967]. A köpenydiapir modell részletesebben STEGENA et al. [1975] dolgozták ki, szövegükben nyitva hagyva azt a kérdést, hogy a mészkalki vulkanizmus köpeny-diapirhoz vagy szubdukcióhoz kapcsolódik-e, de ezt a kijelentést olyan rajzzal (3. ábra) kísérve, amely állásfoglalásnak is tekinthető. A mészkalki magmatizmusnak köpeny-diapirral fennálló kapcsolatát valószínűsítette ROZLOŽNIK [1976, 1979], LEXA—KONEČNÝ [1974] pedig részletes petrogenetikai modell kidolgozásával hangsúlyozta. E felfogásra az alábbi feltevések jellemzőek:

2.1. A mészkalki vulkanitok egy, a Kárpáti gyűrt rendszer ivével határolt areált képeznek (4. ábra).

2.2. Ez az areál nem mutat világos kapcsolatot a Kárpáti hegységrendszer tektonikájával, s képződése az utóbbi mentén lejátszódott szubdukcióval csak közvetett kapcsolatban áll, köpenydiapiron keresztül (3. ábra).

2.3. A Külső-Kárpátok flis-medencéjének jellege a neogén vulkanizmus szempontjából nem bír jelentőséggel.

2.4. Az alkáli-bazalt vulkanizmus időben váltja fel a mészkalkit, ami azzal kapcsolatos, hogy a miocén és pliocén határán a Kárpáti régióban az általános kompressziót általános tenzió váltja fel egy ívközi medence kialakulásának kezdetével. Megjegyezzük, hogy a mészkalki magmatizmus egyetlen analógiájának az USA nyugati részén levő Medencék és Hegylánckok Vidékét tekintik [STEGENA et al. 1975] vagy pedig analógiára egyáltalán nem hivatkoznak [LEXA—KONEČNÝ 1974].

A vázolt irányzatoknak néhány fontos közös vonásuk van:

1. Elismerik a mészkalki vulkanitok petrokémiai hasonlóságát a szigetívekével, továbbá valamilyen kapcsolatukat szubdukciós folyamatokkal.

2. Az alkáli bazaltokat az ívközi Pannon medence képződésével hozzák kapcsolatba.

A szigetív-analógiát és a köpeny-diapirral való kapcsolatot hirdető felfogások között az alábbi fő *különbségek* vannak:

a) ott, ahol a szigetív-komplexumokkal való analógia hívei ívet vagy íveket ismernek fel, a köpeny-diapir hívei areált látnak;

b) ott, ahol az első irányzat követői a mészkálai magmatizmusnak alkáli-bazaltossal való váltását *térbelinek* vélik, a második irányzat követői *időbeli* váltást konstatálnak.

Így tehát a véleménykülönbségek lényege a *vulkanizmus tér—idő törvényszerűségeinek* eltérő felfogására vezethető vissza.

A különböző kutatók által felhasznált anyagok összevetéséből az alábbi következtetések vonhatók le:

1. Minden kutató gyakorlatilag ugyanazon információkra támaszkodik; ezek nem sokkal bővebbek azon objektumok esetében, amelyek tanulmányozásában az egyes kutatók közvetlenül részt vettek.

2. Az „ív vagy areál” kérdésnek több aspektusa van. A szigetív-analógia híveinek első csoportja figyelmen kívül hagyja a fedett területek, elsősorban a Nagyalföld vulkánosságát (1. ábra). A szigetív-analógia híveinek második csoportja és a köpeny-diapirral való kapcsolat hívei ezeket az adatokat is figyelembe veszik, de míg az elsőik itt is íve(ke)t vélnek felismerni, az utóbbiak ezeket egységes areál (4. ábra) bizonyítékként fogják fel. A köpeny-diapirral való kapcsolat hívei nem vesznek tudomást arról, hogy a kárpáti vulkanitok egy része határozott sorokba (Vihorlát—Gutin, Kelemen—Hargita, Eperjes—Tokaj) rendeződik.

3. A mészkálai és alkáli-bazaltos vulkanizmus viszonyának kérdésében a térbeli váltást elsősorban a Kelemen—Hargita hegylánc (Románia) mészkálai vulkanitjainak fiatal korára alapozzák, amelyek gyakorlatilag egykorúak a Pannon medence alkáli bazaltjainak túlnyomó többségével. Az időbeli váltást szlovákiai és magyarországi adatokkal támasztják alá, ahol valamennyi mészkálai vulkanit idősebb valamennyi alkáli bazaltnál.

Így tehát a Kárpáti régió neogén vulkanizmusa határozottan *kettős jellegű* legalább két fontos vonatkozásban:

1. A mészkálai vulkanizmus részben areálisan, részben határozott sorokban jelentkezik.

2. A mészkálai vulkanizmust részben időben váltja fel az alkáli-bazaltos, részben azonban a kettő a régió különböző területein egyidőben jelentkezik.

II. A neogén magmatizmus törvényszerűségei

A neogén magmatizmus főbb törvényszerűségeivel nemigen jöhetünk tisztába anélkül, hogy e kettősséget figyelembe vennénk és megmagyaráznánk. Ennek kulcsául azt véljük, hogy elvetjük a mészkálai vulkanizmus tér- és időbeli egységéről kialakult felfogást és csatlakozunk a szigetív-analógia hívei második csoportjának [NAUMENKO—GONCHARUK 1969; SZÁDECZKY—KARDOSS 1971, 1975, DANILOVICH 1974, 1975, 1976, GOFSTEIN 1975, DOLENKO—DANILOVICH 1975] véleményéhez. Valóban: a vulkán-láncok világos korrelációt mutatnak a Kárpáti hegrendszerrel, míg a többi vulkán nem áll vele kapcsolatban, bár teljes egészében az általa képezett íven belül helyezkedik el. Így tehát a mészkálai vulkanitok elterjedési területén két fő elemet kell kijelölnünk: a Keletkárpáti vulkáni övet és a Belsőkárpáti vulkáni areált [BALLA et al. 1977^a]. Rétegtani adatokhoz fordulva, konstatálhatjuk: az öv vulkanitjai javarészt pliocén—pleisztocén korúak, míg az areálbeliek a miocénbe tartoznak, vagyis e képződmények különböző időben keletkeztek.

A Keletkárpáti vulkáni öv

A szigetívekkel való analógiáról alkotott felfogás a Keletkárpáti vulkáni övre vonatkozó adatok alapján keletkezett. Ellenőrizsük vele kapcsolatban az ezen *analógia ellen felhozott érveket* [LEXA—KONEČNÝ 1974]:

1. A kárpáti vulkanizmus szaggatott és szabálytalan formában jelentkezik, a szigetívektől eltérően: világos, hogy ez az érv nem vonatkozhat a Vihorlát—Gutin és a Kelemen—Hargita gyakorlatilag folyamatos vulkán-láncaira.

2. A vulkanitok semmiféle összetételbeli változást nem mutatnak a korábbi Benioff-öv csapására merőleges irányban: mivel a vulkáni öv szélessége kicsi, ilyen változást nemigen várhatunk.

3. Szelvényben felfelé általános kálium-tartalom csökkenés figyelhető meg fixált kovasav-koncentráció mellett a szigetívekben megfigyelhető növekedés helyett: a Kelemen—Hargita hegylánc esetében ezt a csökkenést a szerzők saját adatai (5. ábra) sem igazolják, sőt a Gutin hegységben adataik szerint éppen hogy növekedés észlelhető (6. ábra), a Kelet-Szlovákiára, Szovjet Kárpátaljára és Észak-Magyarországra vonatkozó adatok (7. ábra) pedig nem meggyőzőek, mivel itt az ív és az areál adatai keverednek.

4. A vulkanizmust az aktív szubdukciótól 15—20 millió éves időintervallum választja el, míg a szigetiveken azok szigorúan egyidejűek: ez az érv arra a feltevésre alapozódik, hogy az utolsó szubdukció a miocén elejére befejeződött. A szigetív-analógia hívei szerint azonban a Keleti Kárpátok déli végén a szubdukció ma is folyik; e felfogás cáfolata nélkül az adott ellenvetés nem meggyőző.

5. A vulkanizmus időben a Benioff-öv felszínre-lépése felé migrál, míg a szigetiveken többnyire fordított jelenség figyelhető meg: ez az érv az egész vulkanizmus egységességére van alapozva; amint feljebb rámutattunk, ez a feltevés nem állja meg a helyét, s így nem helytálló maga az érv sem.

Így tehát a Keletkárpáti vulkáni övnek szigetivekkel való analógiája ellen felhozott érvelés tárgyalannak bizonyult. Ugyanakkor az ezen *analógia mellett felhozott érvek* [NAUMENKO—GONCHARUK 1969, DRUMIA 1973, BLEAHU et al. 1973, GOFSTEIN 1975] érvényben maradtak: összetételüket tekintve a keletkárpáti vulkanitok a szigetív-beliékné analógjai, s a Keleti Kárpátok szerkezeti együttesének harántszelvényében a szigetivekkel együttjáró jellemző elemek analógjai ismerhetők fel: az alátolódó lemez vízszintes része (Orosz tábla), mely árok (Kárpáti előmélység), külső amagmatikus kiemelkedés (Keletkárpáti gyűrt rendszer), belső vulkáni ív (Keletkárpáti vulkáni öv) és ívközi medence (Erdélyi és Pannon). Ezért úgy véljük, a Keletkárpáti vulkáni öv teljes joggal tekinthető a szigetivek analógiájának.

Mindebből két rendkívül fontos *következtetés* vonható le [ROMAN, 1970, 1971; BLEAHU et al. 1973, BOCCALETTI et al. 1973^a, 1973^b, RĂDULESCU—SĂNDULESCU 1973, HERZ—SAVU 1974]:

1. A szubdukció a Kárpátok mentén, de legalábbis keleti szegmensük mentén, nem a miocén elejére fejeződött be, hanem az egész pliocén és pleisztocén alatt folyt, a legdélebbi szakaszon napjainkig terjedő aktivitással. Eme szubdukciós öv felszínre lépése nem a Szirtövre vagy annak szerkezeti ekvivalenseire esik, hanem a Kárpáti előmélység tengelyére (8. ábra).

2. A szubdukció során annak a medencének az óceáni vagy szubóceáni kérge nyelődött el, amelyben a külsőkárpáti flis felhalmozódott.

A Kárpáti régió alkáli bazaltjai

Legnagyobb általánosságban úgy vélhetjük, hogy az alkáli-bazaltos vulkanizmus a Pannon-medencéhez kötődik (9. ábra). Mivel ezen utóbbi valóban számos rokonvonást mutat az ívközi medencével [BLEAHU et al. 1973, BOCCALETTI et al. 1973^b, 1976, STEGENA et al. 1975, HORVÁTH et al. 1975], első sorban az ilyen típusú medencék magmatizmusával való analógia vetődik fel. Azonban nem szabad megfeledkeznünk egy sor egyéb lehetőségről sem, vagyis arról, hogy alkáli bazaltok előfordulhatnak [ZONENSHAIN et al. 1976]:

a) szigetivek hátulsó részén, laterális átmenetekkel! mészkalkáli vulkanitok felé;

b) szigetív-együttesekkel való bármilyen kapcsolat fennállása nélkül — a kontinentális litoszféra felszakadási területein vagy az ún. „forró pontok” környékén.

Így tehát négyféle geodinamikai környezettel kell számolnunk, amely meghatározhatja alkáli bazaltok megjelenését és elhelyezkedését; ezek a következők: szigetív vagy analógja, ívközi medence, kontinensen belüli akkréciós litoszféra-lemezszegély és forró pont. Eleve egyik sem zárható ki, azonban az előadottak fényében csak az utóbbi kettőn érdemes megállnunk. A Pannon-medencebeliekhez hasonló bazaltok, részben ugyanolyan korúak is, az alpi Európán kívül is előfordulnak (10. ábra). A legutóbbi adatok [EMBEY-LSZTIN 1978] szerint számos rokonvonás figyelhető meg a Balatonfelvidék és Közép-Franciaország alkáli bazaltjai között, úgyhogy átfogó elemzés nélkül nem lehetünk biztosak abban, hogy az alkáli bazaltok kapcsolata a Pannon-medencével genetikai jellegű.

Nem zárható ki annak lehetősége sem, hogy különböző bazaltok különböző folyamatokkal kapcsolatosak, ezért részletes petrokémiai és különösen geokémiai vizsgálatok lefolytatásáig szigorúan véve nincs alapunk arra, hogy a Kárpáti régió alkáli bazaltjainak geodinamikai helyzetét megítéljük.

Belsőkárpáti vulkáni areál

Láttuk, hogy a szigetív-analógia hívei nem vették tekintetbe a Nagyalföld vulkanizmusát és nem fordítottak figyelmet arra, hogy a Keletkárpáti vulkáni övből kilépve megváltozik a vulkánok eloszlásának jellege, továbbá a vulkanitok összetétele és kora, ezért elgondolásuk eme vulkanizmusnak ugyanazon szubdukciós övvel való kapcsolatáról valóban kevésbé meggyőzőnek látszik. Ez azonban nem kell, hogy azt jelentse: együttál elvethetjük a szigetív-komplexumokkal való analógiát is. Ezért vizsgáljuk meg a Belsőkárpáti vulkáni areál vonatkozásában az ezen *analógia ellen felhozott érveket* [LEXA—KONEČNÝ 1974]:

1. A vulkanizmus térbeli szaggatottsága: távolról sem minden szigetív folyamatos; ahhoz, hogy erről meggyőződjünk, elegendő emlékeztünkbe idéznünk a Kárpátoktól nem is olyan messze eső Kalábriai (11. ábra) és Hellén (12. ábra) szigetivet a Földközi-tengerben.

2. Összetétel-változás hiánya az ívre merőlegesen: ezen ellentétet során egyetlen szubdukciós öv létezéséből indulnak ki és teljesen figyelmen kívül hagyják több ilyen öv létezésének lehetőségét.

3. A kőzetek káliumtartalmának csökkenése a szelvényben felfelé haladva: elég világosan csak Közép-Szlovákiában figyelhető meg (13. ábra), míg például az Erdélyi-középhegységben a kép inkább fordított (14. ábra), s nincs bemutatva megfelelő anyag Kelet-Szlovákiára, Szovjet Kárpátaljára és Magyarországra vonatkozóan; ezért általános törvényszerűségnek tekinteni az észlelt jelenséget nemigen lehetséges.

4. A szubdukció és a vulkanizmus közötti 5–10 millió éves időkülönbség: ez a Szirtövbeli szubdukcióra vonatkozik, amely, amint azt már a Keletkárpáti vulkáni öv esetében is láttuk, nem az egyetlen lehetőség.

5. A vulkánosság centrifugális migrációja: az előadott anyagokban a Belsőkárpáti vulkáni areál területén csak az Észak-Magyarországon és Közép-Szlovákián áthúzódó közel észak–dél irányú sávban vehető észre (13. ábra), de nem általában, hanem csakis a Kárpáti hegységrendszer menti szubdukciónak ellentmondóan.

A felhozott ellenérvek tehát nem cáfolják a Kárpáti régió miocén korú mészkálai vulkanitjainak kapcsolatát szubdukciós folyamatokkal. Ha e kérdéshez *aktualisztikus alapon* állunk, meg kell jegyeznünk: a Belsőkárpáti vulkáni areál ismereteink szerint az egész Földön egyetlen lenne, ahol mészkálai, egészében véve meglehetősen savanyú magmatizmus nem közvetlen, hanem valamiféle közvetett kapcsolatban állna szubdukciós folyamatokkal és övekkel és ahol azt köpeny-diapir váltaná ki. Az USA nyugati része e tekintetben nem összehasonlítási alap, mivel a megfelelő vulkanitok ott nem andezites, hanem bazaltos összetételűek (15. ábra).

Úgy véljük tehát, hogy a Belsőkárpáti areál miocén korú mészkálai vulkanitjai *szubdukciós folyamatokkal* álltak közvetlen kapcsolatban s hogy kérdéses csak az, hol jelentkeztek ezek a folyamatok. A rendelkezésre álló adatok alapján tisztázódott, hogy a miocén vulkanizmus egy NyDNy–KÉK csapású sávhoz kötődik, amely a pre-neogén képződmények szerkezetével konkordáns [WEIN 1969, 1973, KÖRÖSSY 1970, BALLA et al. 1977^a] és a Keletkárpáti vulkáni övre csaknem merőleges (16. ábra). Eme sáv meglehetősen éles déli szegélye mentén húzódik a Nagyalföld Flisöve [KÖRÖSSY 1959, SZEPESHÁZY 1973]. Tőle délre követhető a Középmagyarországi Ofiolit-öv [SZEPESHÁZY 1977].

Ez az együttes: ofiolitok, flis és mészkálai vulkanitok — már önmagában véve is rendkívül figyelemreméltó s rögtön azt a gondolatot indukálja, hogy valahol itt *ősi litoszféra-lemezhatár* húzódik. Ilyen határ, vagy legalábbis szerkezeti-formációs övek közötti határ létét jelenleg gyakorlatilag minden kutató elfogadja (KÖRÖSSY 1963, 1964, 1965^a, 1965^b, BALOGH—KÖRÖSSY 1968. WEIN 1969, 1973, 1978^a, 1978^b, DANK—BODZAY 1971, Tectonics... 1974, BODZAY 1975, SZEPESHÁZY 1977, 1979, VARGA 1978).

Ebben a helyzetben teljesen természetes feltételeznünk: az e határ mentén jelentkező mészkálai vulkanizmus a délre eső lemez szubdukciójáról tanúskodik. A Keletkárpáti vulkáni övhöz hasonlóan itt is adódik a következtetés, hogy a szubdukció előtt *óceáni vagy szubóceáni kérgű medence* létezett, amelyben a flis felhalmozódott. Mivel a Nagyalföld flise gyakorlatilag egykorú a Külső Kárpátokéval, igencsak valószínűnek tűnik, hogy ezek ugyanazon medence különböző részeiből keletkeztek.

Így tehát a Kárpáti régió miocén vulkanizmusa teljesen közösleges jelenségnek tekinthető, amely nem igényli semmiféle különleges petrogenetikai vagy geodinamikai modell kidolgozását. Más kérdés, hogy távolról sem minden jellegzetessége világítható meg ma a kívánt részletességgel és pontossággal. Ezen a területen valóban van *egy sor nehézség*.

1. A Középmagyarországi Ofiolit-övtől délre eső területek miocén vulkánosságának magyarázata. Ezek közül az Apuseni-hegység a leginkább tanulmányozott. Tőle délre jön elő a Maros-menti ofiolit- és flis-öv, úgy hogy az együttes ugyanaz, mint az előző esetben; a következtetés is csak ugyanaz lehet: ezek a vulkanitok saját szubdukciós övükkel kapcsolatosak, amely egészében véve az Erdélyi mikrolemez választja el a Dél-Kárpátiótól. A helyzet valószínűleg hasonló Észak-Jugoszlávia javarészt fedett és ezért gyengébben tanulmányozott miocén vulkanitjainak esetében is.

2. A káliumtartalom emelkedésének hiánya a feltételezett szubdukciós övtől való távolodással és általában véve jelentősebb különbségek hiánya az egyes területek között a vulkanitok káliumkoncentrációiban [LEXA—KONEČNÝ 1974]. Véleményünk szerint e kérdés vizsgálata az alábbi okok miatt nem megfelelő szintű:

a) A vegyelemzések jelentős része meglehetősen régi, emellett változatos anyagon készült, amelyet gyakran minden céltudatosság nélkül gyűjtöttek. Mind a minták, mind az elemzések reprezentativitása ezért igen alacsony.

b) Az elemzések megoszlása rendkívül egyenlőtlen: egyes területekről százával vannak, másokból csak néhány.

A fő riolit-törzsből, amelyben a miocénkori vulkáni anyag túlnyomó része tömörül [PANTÓ 1962, SZÁDECZKY-KARDOSS et al. 1967], egészében véve sem gyűjthető össze néhányszor tiznél több publikált elemzés, amely legalább az illóanyag-tartalom tekintetében elfogadható lenne.

c) Elemzések összevonása olyan területegységeként, amilyen Közép-Szlovákia, Észak-Magyarország vagy pedig az Eperjes-Tokaji hegylánc—Zempléni hegység—Vihorlát, vagy pedig egész Szovjet Kárpátalja, annyit jelent, hogy eleve feltételezzük bármilyen változás hiányát ezeken a területeken belül, amelyek méretei teljesen elegendőek a kálium-zonáció megjelenéséhez. Ezzel együtt eleve elvetődik az a lehetőség, hogy különböző egységek különböző szubdukciós övekkel kapcsolatosak. Pedig az olyan határozott, bár kisméretű vulkáni ív, amilyen az Eperjes—Tokaji, nyugodtan kapcsolatosan állhat önálló szubdukciós övvel.

3. Nincs elfogadható magyarázat arra, hogy konkrét területeken csak meghatározott típusú andezit-vulkánok jelennek meg, amelyek különböznek a más területen levőktől. Így pl. Észak-Magyarországon és Közép-Szlovákiában főleg nagyméretű sztratovulkánok vannak, az Erdélyi-középhegységben aprók, amelyek mindkét esetben látható szabályszerűség nélkül helyezkednek el, míg pl. az Eperjesi vonulatban határozott sort alkotnak.

4. A riolit és andezit megfigyelhető viszonyának magyarázata, vagyis annak, hogy a riolit fő tömege közvetlenül a szubdukciós öv mentén helyezkedik el, míg az andezit ezt váltva javarészt távolabb. Általánosságban véve ignimbrit-faciesű riolit tömeges megjelenése szubdukciós övek felett nem is olyan ritka jelenség. A fiatal vulkanizmus területeire példaként Észak-Chilét, Észak-Mexikót és Új-Zélandot említhetjük meg. Megjegyezzük, hogy ezeken a területeken is mind a mai napig megoldatlan az a kérdés, miért van egyes szakaszokon riolit, míg más szakaszokon hiányzik [THORPE—FRANCIS 1979]. Számunkra azonban jelenleg elegendő az ignimbrit-mezők közvetlen kapcsolatának ténye Benioff-övekkel, ami az aktualisztikus interpretáció alapját képezi.

5. A miocén vulkanitok egymáshoz viszonyítva jelentős vízszintes elmozdulásainak lehetősége. Egybeek közt erre mutatnak a mindmáig kisszámú paleomágneses vizsgálatok eredményei, amelyek az átlagos deklináció és inklináció tekintetében eltérést bizonyítanak a Börzsöny, Cserhát, Mátra és Tokaji hegység között (I. táblázat), valamint az ürfényképek értelmezési adatai, amelyek alapján a Mátrán belül nagyméretű vízszintes eltolódás tételezhető fel (17. ábra). A miocén utáni elmozdulások mind a vulkánok vagy részeik egymáshoz viszonyított elhelyezkedését, mind a kálium-zonációt megfogathatták.

Nehézség még valószínűleg sok lesz, azonban, amint azt a felsoroltak példáján igyekeztünk bemutatni, ezek *nem elvi jellegűek*, hanem csak olyanok, amelyekkel gyakorlatilag bármilyen földtani kérdés megoldása során szembekerülünk.

III. Következtetések a Kárpáti régió fejlődéstörténetére

A neogén mészkalki vulkanizmus arról tanúskodik, hogy a miocén előtt szubdukcióra képes *océáni vagy szubocéáni kérgű medence* létezett; ebben valószínűleg turbidites szedimentáció folyt. E medence körvonalai a mai szerkezetben csak északon és keleten sejtethők, a Kárpáti gyűrű rendszer lefutása alapján. A nyugati és déli határon fekvő területek valószínűleg mikrolemezekre töredezték, amelyek jelenleg egymáshoz képest jelentősen elmozdult helyzetben vannak, esetleg el is fordulva, úgy hogy speciális vizsgálat nélkül e határ rekonstruálása elképzelhetetlen.

A koramiocén ősföldrajz ilyen képe nyilvánvaló ellenvetéseket vált ki a *térbeli lehetőségek* tekintetében, mivel a Dinaridák, az Alpok, a Cseh masszívum, a Lengyel és Orosz tábla, Dobrudza és a Moesiai tábla gyakorlatilag *zárt merev keretet* képez, amelyen belül ma, lehetséges, hogy mozaik-szerűen, de mindenképpen csak kontinentális kérgű, mikrolemezek vannak. Úgy tűnik azonban, hogy a neogénre vonatkozóan a kapcsolat merevsége csak a Cseh masszívum, a Lengyel tábla, az Orosz tábla és Dobrudza között kétségtelen; nincs látható okunk feltételezni azt sem, hogy a neogén eleje óta az Alpok kelet-nyugati irányban elmozdultak volna a Cseh masszívumhoz viszonyítva. Ami azonban a Dinaridákat és a Moesiai táblát illeti, legalábbis határaiknak egyes szakaszai ma is aktívak, amit cáfolhatatlanul bizonyítanak a földrengések.

Azt, hogy a Dinaridák mai helyüket délről, a Moesiai tábla pedig keletről való mozgással foglalta el, gyakorlatilag valamennyi rekonstrukcióban elfogadják [DEWEY et al. 1973, CHANNELL—HORVÁTH 1976, VARGA 1978]. Az a kérdés, *mikor történt ez*. Úgy gondoljuk, hogy az intenzív neogén mészkalki vulkanizmus a Dinaridák keleti határa mentén (18—19. ábra) erős kelet—nyugat irányú „térrovidülés”-re mutat, az Égei tenger környékének alsó miocén mészkalki és középső miocén—alsó pliocén alkáli-bazaltos magmatizmusa [FYTIKAS et al. 1976] pedig igen élénk és változóan geodinamikai aktivitásra mutat itt is.

Így tehát minden alapunk megvan ahhoz, hogy feltételezzük: a Kárpáti régió keretének délnyugati és/vagy déli bezáródása *nem a neogén előtt, hanem a neogénben* ment végbe. E folyamat rekonstruk-

ciója további kutatások feladata. Számunkra jelenleg csak az fontos, hogy a térrel nincs elvi jellegű nehézség és hogy a mozgások rekonstrukciójának útja éppen déli irányban nyílik meg, amerről — a Középmagyarországi és a Marosi szubdukciós öv polaritásából ítélve — a Pannon medence jelenlegi aljzatát képező mikrolemezek a miocénben mozoghattak.

A Kárpáti régió geodinamikai állapotában a *miocén és pliocén határára eső törést* régóta jelzik, de annak értelmét még a legújabb munkákban [STEGENA et al. 1975, CHANNEL—HORVÁTH 1976] is ugyanabban látják, mint korábban: kompresszió tenzióval való felváltásában. Pedig pliocén—negyedkori tágulást csak a Pannon medencére tételeznek fel, elfelejtve, hogy ezzel egyidőben a Keleti Kárpátokban kompresszió (szubdukció) van. S ha szigorúan tartjuk magunkat a lemeztektonikai elmélet fogalmainak értelméhez és a Pannon medencét ívközinék tekintjük, világosan kell látnunk: regionális értelemben változatlanul kompresszió uralkodik, s a Pannon medence úgynevezett általános extenziója csak helyi jelenség lehet a szubdukciós öv hátterében. Ezért az említett törést regionális vetületben nem kompresszió extenzióba váltásaként, hanem a *kompresszió irányának* közel észak—déliből közel kelet—nyugatíva *alakulásaként* értelmezhetjük.

Ez a változás nagy vonalakban a következőképpen folyhatott le: a miocénben az óceáni vagy szubóceáni kérgű északkeleti medence nyugati részére óceáni vagy szubóceáni litoszférába forrott kontinentális mikrolemezek nyomultak. Mindaddig, amíg a Déli Kárpátoktól a Tátráig el nem tűnt a szubdukcióra képes óceáni vagy szubóceáni kéreg, „térrovidülés” játszódott le ebben az irányban. Ennek során a medence keleti része abban az esetben maradatott nyitva, ha a Moesia tábla már a miocén elején nyugat felé kiugrott az Orosz platform délnyugati széléhez képest, megvédve a dél felől közvetlen bezáródástól ezt a medencerészt. Ebben az esetben a deformációs tér megváltozásához a miocén—pliocén határ környékén nem szükséges semmiféle változás a Kárpáti régió kivül: amikor közel észak—déli szelvényben a kontinentális mikrolemezek érintkezésbe lépnek egymással és a merev kerettel (Cseh maszívum — Lengyel tábla), kitöltve ezt az egész szelvényt, ugyanazon általános mozgás hatására kelet felé, vagyis az óceáni vagy szubóceáni kérgű medence megmaradt része felé kezdnek eltérítődni.

A *deformációs tér megváltozásának* egyes részletei azon egyetlen körzet adataival világíthatók meg, ahol a Belsőkárpáti areál közvetlen kontaktusba lép a Keletkárpáti vulkáni övvel; ezek: Szovjet Kárpátalja és Szlovákia, valamint Magyarország és Románia határos vidékei. A Vihorlát—Gutin hegyláncban az areál és az öv képződményei egymás fölött láthatók, jelentősebb időbeli megszakítások jele nélkül [MERLICH—SPITKOVSKAYA 1974]. Az Eperjes—Tokaji ív köztes csapása valószínűleg azt jelzi, hogy a deformációs tér átrendeződése térben is folyamatos volt, bár az ív helyzetét későbbi eltolódások is befolyásolhatták.

Továbblepve, a Keleti Kárpátok mentén három szegmenst különíthetünk el (8. ábra): a Vihorlát—Gutin vulkáni láncot, a Kelemen—Hargita vulkáni láncot és a Vrancea szeizmikus övet. Az első hegylánc kora, nagyszámú abszolút kor-adat alapján [MERLICH—SPITKOVSKAYA 1974, MIKHAYLOVA et al. 1974] a miocén végére — pliocén elejére tehető; a második lánc a pliocén végén — pleisztocén elején képződött [RĂDULESCU et al. 1973], a Vrancea-öv ma aktív [ROMAN 1970], vulkanizmus nélkül. Így tehát a szubdukció a különböző szegmensekben nem egyszerre játszódott le, hanem ugrászerűen fiatalodva északnyugatról délkelet felé haladt. A két északi szegmens határa közelítőleg egybeesik a Nagyalföld Flisövének keleti folytatásával, a két délié (20. ábra) pedig, esetleg, a Marosi öv ugyanilyen folytatásával. Láttuk, hogy mindkettő miocénkori mikrolemez-határt jelez. Az, hogy ezek a Keletkárpáti szubdukciós öv különböző korú szegmenseit választják el egymástól, arra mutat, hogy ezek a *mikrolemezek megtartották önállóságukat a pliocén folyamán is*. Az aktív lemezhatárok általános fiatalodása északnyugatról délkeletre összhangban van azzal a feltevéssel, hogy az óceáni vagy szubóceáni kérgű medence bezáródása a délen levő Moesia tábla árnyékoló hatása alatt játszódott le.

IV. Módszertani következmények

A Kárpáti régió neogén mészkálai vulkanizmusának a lemeztektonikai elmélet alapján való megmagyarázási kísérletei során *nehézségek léptek fel a térbeli lehetőségek terén*: a klasszikus felfogásoknak (Tectonics. . . , 1974) megfelelően a Belsőkárpáti vidékek orogenezise az oligocén elejére már befejeződött (21. ábra), s a továbbiakban már nem maradt hely olyan medencék számára, amelyek kérge még szubdukcióra képes. Ez a vélemény, úgy tűnt, alátámasztást nyert az Eurázsiai és az Afrikai litoszféra-lemez relatív mozgásának rekonstrukciójával, mivel ennek alapján kiderült, hogy e lemezek egymáshoz közelítése az eocénban [PHILLIPS—FORSYTH 1972] vagy még a felsőkrétában [DEWEY et al. 1973] kezdődött meg.

Ilyen helyzetben elkerülhetetlenül *felmerült a dilemma*: ha nem akarjuk felrúgni a lemeztektonikai elmélet alapjait, mit kell előnyben részesítenünk:

- a) az érvényben levő *felfogást* arról, hogy a Kárpáti régió kontinentális litoszféra-lemezrészekkel a miocén elejére már telítve volt, vagy
- b) azt a hatalmas, az egész Földre vonatkozó *tényanyagot*, amely a mészkalkáli magmatizmusnak egyenes és igen világos tér- és időbeli kapcsolatára mutat a szubdukciós folyamatokkal és övekkel.

Ismereteink szerint valamennyi eddigi kutató az első utat választotta, „ad hoc” hipotézist dolgozva ki (vagy támogatva) a mészkalkáli magmatizmusnak olyan típusú köpeny-diapírral való közvetlen kapcsolatáról, amely a szegélytengerek alatt feltételezettel [KARIG 1971] analóg. Mi viszont a második utat választottuk, mivel meggyőződünk arról, hogy egyrészt a szegélytengerekre és kontinentális analógjaikra nem mészkalkáli, hanem specifikus alkáli-bazaltos — toleites magmatizmus jellemző [LORDKIPANIDZE et al. 1979], másrészt nincs egyetlen kivétel sem azon törvényszerűség alól, miszerint a mészkalkáli magmatizmus világos tér—idő kapcsolatban áll szubdukciós övekkel és folyamatokkal. Ezért a rekonstrukció alapjául ezt az elképzelést fogadtuk el, hogy a *mészkalkáli magmatizmus vele egykorú szubdukciós övek diagnosztizálására szolgálhat* [ZONENSHAIN et al. 1976].

Ezt az utat követtük, s szemünk előtt, bár egyelőre még homályosan, *új, teljesen váratlan képet tárult fel a miocén-kezdeti ősföldrajzról*. Ez a kép nincs ellentétben azzal a felfogással, hogy az Eurázsiai és az Afrikai litoszféra-lemez egymáshoz közelítése a felsőkrétában vagy az eocénben kezdődött, mivel ezt a közelítést nem olyan folyamatosnak fogják fel, mint például az Indiai és az Eurázsiai lemez kollízióját a mai Himalájában: itt állandóan voltak és mind a mai napig léteznek óceáni vagy szub-óceáni kérgű medencék (Mediterránum). Az az elképzelés, hogy a Dinaridák — akár az Adriával és az Apenninnekkel együtt — a miocén elején még távol lehettek a mai Alpi—Kárpáti rendszertől, nem találhat ellenvetésre, mivel tőlük délnyugatra és délkeletre ma is óceáni típusú medencék (Tirrén, Égei) vannak, amelyek csak a miocénben jöttek létre.

A régióra vonatkozó mai geodinamikai rekonstrukciók többsége következetesen az idősebbektől a fiatalabb képződmények felé halad, javarészt a mezozoikumra vonatkozó adatokra támaszkodva. Ennek során olyan mennyiségű feltevéssé válik szükségessé, hogy a részletek vonatkozásában az objektivitás gyakorlatilag eltűnik. Nem véletlen ezért, hogy a mezozoikumra vonatkozó különféle rekonstrukciós vázlatok egymástól igen jelentősen különböznek, s nehéz azt is megérteni, hogy tényanyag-szinten mi az eltérések lényege.

A Kárpáti régió neogén vulkanizmusának szigorúan aktualisztikus alapon való elemzése megmutatta, hogy a régió kontinentális litoszféra-elemeinek mai kölcsönös elhelyezkedése nem az oligocén végére jött létre, hanem kialakulása a szó szoros értelmében szemünk láttára fejeződik be, s ezek az elemek a miocén, sőt a pliocén folyamán is még jelentős elmozdulásokat szenvedtek mind egymáshoz, mind az Eurázsiai litoszféra-lemezhez viszonyítva. Azonban míg a pliocén kor geodinamikai képe nagy vonalakban még úgyszólván azonnal rekonstruálható, addig a miocén koré egyelőre ködbe vész. Azt tartjuk, hogy csak megértve a miocén kori geodinamika valóságos képét ismerhetjük meg a miocén eleji ősföldrajzot. E nélkül pedig nem remélhetjük, hogy a korábbi korok geodinamikai és ősföldrajzi képével tisztába jövünk.

Kulcsot ehhez a miocén vulkanitok tér- és időbeli eloszlásának és összetétel-változásainak megismerése szolgáltathat. Ebben van tanulmányozásuk fő jelentősége, s ez ismételt arra kell, hogy késztesen: igyekezzünk megoldani legalább a legfontosabb velük kapcsolatos problémákat.

Köszönetnyilvánítás

Szerző őszinte köszönetét fejezi ki L. P. ZONENSHAINNAK (P. Shirshov Oceanológiai Intézet, Moszkva) a geodinamikai rekonstrukciók iránti érdeklődés felkeltéséért és az értékes konzultációért a kutatások folyamán, amelyek eredménye a jelen tanulmány.

ПРОБЛЕМАТИКА И ЗНАЧЕНИЕ НЕОГЕНОВЫХ ВУЛКАНИТОВ ДЛЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ В КАРПАТСКОМ РЕГИОНЕ

На основании допущения о связи известково-щелочного вулканизма с зонами Беньофа сделана попытка реконструкции истории Карпатского региона в неогене. В плиоцене субдукция вдоль Восточных Карпат (с поглощением квази-океанической коры флишевого бассейна) шла в три этапа: сначала на отрезке цепи Вигорлат—Гутин (8—10 млн. лет), затем на отрезке Кэлимани—Харгита (2—4 млн. лет), наконец, заканчивается сейчас на отрезке сейсмофокальной зоны Вранча. Границами между отрезками служили границы между микроплитами: Средневенгерско—Закарпатской (на С), Южновенгерско—Трансильванской (на середине) и Южно-Карпатской (на Ю). В досубдукционном положении восточные окраины всех трех находились западнее западной оконечности Мизийской плиты.

В миоцене происходила субдукция квазиокеанической коры (Средневенгерского и Мурешского флишевых бассейнов), разделявшей указанные микроплиты, и приведшая к их коллизии и возникновению офиолитово-флишевых поясов на их контактах и вулканических поясов севернее этих контактов. В досубдукционном положении Средневенгерско—Закарпатская и Южновенгерско—Трансильванская микроплиты находились где-то южнее или юго-западнее современной Задунайщины. Отсюда следует, что Динариды появились на их современном месте тоже с юго-запада только в миоцене, с чем согласуется наличие вдоль их СВ фронта неогенового вулканического пояса.

Заполнение Паннонского бассейна континентальной корой произошло в ходе движения квази-океанической плиты со впаянными в нее континентальными микроплитами с юга на север, со взламыванием квази-океанических участков и с субдуцированием их под следующие к северу континентальные микроплиты. Вследствие экранирующего влияния выступавшей уже тогда на 3 Мизийской плиты соединение микроплит произошло сначала в западной половине Паннонского бассейна, затем вследствие отклоняющего влияния ЮВ края Чешского массива и ранее причленившейся к нему Задунайско—Внутризападнокарпатской микроплиты вся мозаика двинулась на СВ. Промежуток между Чешским массивом и Мизийской плитой оказался узким, поэтому микроплиты при движении на СВ испытывали сжатие в СЗ—ЮВ направлении. Вследствии того, что отклоняющее действие шло с СЗ, а экранирующее влияние — с ЮВ, заполнение свободного (с квази-океанической корой) пространства на востоке происходило с СЗ на ЮВ и завершается сейчас в ЮВ оконечности Карпат.

Реальность нарисованной картины не доказана, но опровержений также не существует. Этой возможностью необходимо считаться при палеотектонических и палеогеографических реконструкциях, ибо если эта картина верна, придется заново пересмотреть все прежние построения относительно широкого региона.

If the propagation velocity in the (liquid or gas-filled) pores is v_1 and in the solid matrix it is v_2 , let us define the average velocity by the time average formula (WYLLIE et al. 1956)

$$\frac{1}{v_0} = \frac{p}{v_1} + \frac{1-p}{v_2}. \quad (10)$$

Further, define the deviations from v_0 of the velocities of the two phases by

$$\left. \begin{aligned} \frac{1}{v_1} &= \frac{1}{v_0} (1 + \varepsilon_1) \\ \frac{1}{v_2} &= \frac{1}{v_0} (1 + \varepsilon_2) \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

Thus, from the wave propagation point of view the porous material can be considered as a medium with a random velocity distribution

$$\frac{1}{v(\mathbf{x})} = \frac{1}{v_0} [1 + \varepsilon(\mathbf{x})], \quad (12)$$

where $\varepsilon(\mathbf{x})$ is a random function of the coordinate \mathbf{x} . At any given spatial point

$$\varepsilon(\mathbf{x}) = \begin{cases} \varepsilon_1 & \text{with probability } p \\ \varepsilon_2 & \text{with probability } 1-p. \end{cases} \quad (13)$$

We will also need $\langle \varepsilon \rangle$ and $\langle \varepsilon^2 \rangle$. By Eqs. (10), (11) and (13) clearly

$$\langle \varepsilon \rangle = 0$$

and, since

$$\varepsilon_1 = \frac{v_0}{v_1} - 1, \quad \varepsilon_2 = \frac{v_0}{v_2} - 1$$

we have

$$\langle \varepsilon^2 \rangle = p\varepsilon_1^2 + (1-p)\varepsilon_2^2 = p(1-p)v_0^2 \left(\frac{1}{v_1} - \frac{1}{v_2} \right)^2. \quad (14)$$

Let us define a new, normalized, random function by

$$\mu(\mathbf{x}) = \frac{\varepsilon(\mathbf{x})}{\langle \varepsilon^2(\mathbf{x}) \rangle^{1/2}} \quad (15)$$

and its autocorrelation function as

$$N(\mathbf{x}, \mathbf{x}') = \langle \mu(\mathbf{x}) \cdot \mu(\mathbf{x}') \rangle. \quad (16)$$

If the random function $\mu(\mathbf{x})$ (that is $\varepsilon(\mathbf{x})$) is homogeneous and isotropic (cf.e.g. TATARSKI 1961), $N(\mathbf{x}, \mathbf{x}')$ only depends on the magnitude of $\mathbf{x} - \mathbf{x}'$ that is,

$$N(\mathbf{x}, \mathbf{x}') = N(|\mathbf{x} - \mathbf{x}'|) = N(r) \quad (r = |\mathbf{x} - \mathbf{x}'|). \quad (17)$$

The solution of the random wave equation

$$\Delta u + \frac{\omega^2}{v^2} u = 0 \quad (18)$$

(where $v=v(x)$ is the randomly distributed velocity, Eq. (12)), can be derived by KELLER'S (1964) perturbation method, see Appendix. It turns out that, providing

$$\langle \varepsilon^2 \rangle \ll 1, \quad (19)$$

the effective attenuation coefficient of the porous medium is given by

$$\alpha = \langle \varepsilon^2 \rangle k_0^2 \int_0^\infty (1 - \cos 2k_0 r) N(r) dr, \quad (20)$$

where $N(r)$ is the normalized autocorrelation function of $\varepsilon(x)$, and k_0 the average wave number

$$k_0 = \frac{\omega}{v_0} = \frac{2\pi f}{v_0}. \quad (21)$$

According to Eq. (20) we have to compute $N(r)$ to obtain an explicit expression for α . Assume that an arbitrary line e be drawn through the porous medium. Points on the line are to be defined by giving their arc length x from an arbitrary origin. Then, for certain values of x , the line will pass through pore spaces, for other values of x the line will pass through the solid matrix. We introduce a function $\mu(x)$ along this line defined as follows: the value of μ is defined as $\mu_1 = \varepsilon_1 / \langle \varepsilon^2 \rangle^{1/2}$ (cf. Eqs. 13 and 15) if the line at x passes through a pore space; it is defined as equal to $\mu_2 = \varepsilon_2 / \langle \varepsilon^2 \rangle^{1/2}$ if the line passes through the solid matrix. (This is essentially similar to the way that FARA and SCHEIDEGGER 1961 characterized the statistical geometry of porous rocks.) On the basis of the ergodic hypothesis $\langle \mu(x) \rangle = 0$, $\langle \mu^2(x) \rangle = 1$ along the line e as well.

By the construction of the function $\mu(x)$ it follows that it will consist of randomly occurring square wave impulses of random width.

First, we show that the number of these square waves within an arbitrary interval $[x_1, x_2]$, $|x_2 - x_1| = x$, obeys a Poisson distribution. Indeed, if the function possesses n square waves between x_1 and x_2 , this means that the line e intersects exactly n pores within this interval. But this can occur if and only if there are exactly n pores inside the cylinder H of radius a around the axis $\overline{x_1 x_2}$.

Because of Eq. (7),

$$p_n = P(n \text{ pores in cylinder } H) = \exp(-\lambda_3 a^2 \pi x) \frac{(\lambda_3 a^2 \pi x)^n}{n!}, \quad (22)$$

that is, the number of square wave impulses in the random function $\mu(x)$ also obeys a Poisson distribution of parameter

$$\lambda_1 = \lambda_3 a^2 \pi. \quad (23)$$

The mean width $\bar{\vartheta}$ of these square wave impulses can also be easily determined.

Suppose the expected number of pores in the cylinder H is N , then the porosity $\langle p \rangle$ is given by

$$\langle p \rangle = N \cdot \frac{4a^3 \pi}{3} \cdot \frac{1}{a^2 \pi x} = \frac{4Na}{3x}. \quad (24)$$

Because of ergodicity, the same porosity should arise when estimated along the axis $\overline{x_1 x_2}$ of H , that is,

$$\frac{N \bar{\theta}}{x} = \frac{4Na}{3x}$$

and

$$\bar{\theta} = \frac{4}{3} a. \quad (25)$$

The autocorrelation function

$$N(x) = \langle \mu(x_1) \cdot \mu(x_2) \rangle (|x_2 - x_1| = x)$$

of the Poisson-distributed square wave pulses of random width $\bar{\theta}$ is, by the well known CAMPBELL formula of radio physics (see e.g. RYTOV 1966):

$$N(x) = \lambda_1 \bar{\theta} \exp(-x/\bar{\theta}),$$

that is, by Eqs. (23), (25) and (8)

$$N(x) = \lambda_3 a^2 \pi \cdot \frac{4}{3} \exp\left(-x \left/ \frac{4}{3} a \right.\right) = \lambda_3 c \exp\left(-x \left/ \frac{4}{3} a \right.\right). \quad (26)$$

Inserting Eq. (26) into (20) and carrying out the integration we get

$$\alpha = \langle \varepsilon^2 \rangle k_0^2 \lambda_3 c \frac{4 \cdot \left(\frac{4}{3} a\right)^3 k_0^2}{1 + 4 \left(\frac{4}{3} a\right)^2 k_0^2}. \quad (27)$$

In the low frequency limit, providing that

$$4 \cdot \left(\frac{4}{3} a\right)^2 k_0^2 \ll 1 \quad (28)$$

we obtain

$$\alpha = \text{const} \langle \varepsilon^2 \rangle \lambda_3 c^2 k_0^4, \quad (29)$$

which is very similar to BELTZER's (1978) result

$$\beta = \text{const} \cdot \omega^4 \cdot \lambda \cdot \langle c^2 \rangle [v]^{-1}.$$

(The role of the $\langle \varepsilon^2 \rangle$ factor in Eq. (29) will be discussed later.)

3. Generalizations for random pore-size distribution

Let us now consider the more general case* when, instead of a single constant radius a , the pores may have different radii a_1, a_2, \dots, a_k with the respective probabilities

$$p_1, p_2, \dots, p_k; \quad p_i \geq 0, \quad \sum_{i=1}^k p_i = 1.$$

* The transition to continuous pore-size distributions seems to be rather complicated and is postponed to a further study.

The previously discussed event that the interval $[x_1, x_2]$ of the random line e intersects exactly N pores in such a way that it intersects

$$\left. \begin{array}{l} n_1 \text{ pores of radius } a_1 \\ n_2 \text{ pores of radius } a_2 \\ \dots\dots\dots \\ n_k \text{ pores of radius } a_k \end{array} \right\} n_1 + n_2 + \dots + n_k = N$$

occurs if and only if:

there are n_1 pores of radius a_1 inside the cylinder H_1 of radius a_1 , around axis $[x_1, x_2]$;
there are n_2 pores of radius a_2 inside the cylinder H_2 of radius a_2 , around axis $[x_1, x_2]$;
.....
there are n_k pores of radius a_k inside the cylinder H_k of radius a_k , around axis $[x_1, x_2]$.

The probability of this event is

$$\begin{aligned} P(n_1, n_2, \dots, n_k) &= \exp(-p_1 \lambda_3 a_1^2 \pi x) \cdot \frac{(p_1 \lambda_3 a_1^2 \pi x)^{n_1}}{(n_1)!} \cdot \dots \cdot \exp(-p_k \lambda_3 a_k^2 \pi x) \cdot \frac{(p_k \lambda_3 a_k^2 \pi x)^{n_k}}{(n_k)!} = \\ &= \prod_{i=1}^k \exp(-p_i \lambda_3 a_i^2 \pi x) \prod_{i=1}^k \frac{(p_i \lambda_3 a_i^2 \pi x)^{n_i}}{(n_i)!} \end{aligned} \quad (30)$$

To find the probability $P(N)$ that there are exactly N intersections in the interval $[x_1, x_2]$ (i.e. that $\mu(x)$ contains N square wave impulses in this interval), we have to sum Eqs. (30) for all $\{n_1, n_2, \dots, n_k\}$ -s, for which $n_1 + \dots + n_k = N$.

Observing that

$$\langle a^2 \rangle^N = (p_1 a_1^2 + \dots + p_k a_k^2)^N = \sum_{n_1 + n_2 + \dots + n_k = N} N! \prod_{i=1}^k \frac{(p_i a_i^2)^{n_i}}{(n_i)!},$$

we have

$$\sum_{n_1 + n_2 + \dots + n_k = N} \prod_{i=1}^k \frac{(p_i a_i^2)^{n_i}}{(n_i)!} = \frac{\langle a^2 \rangle^N}{N!} \quad (31)$$

and, by Eq. (30),

$$P(N) = \sum_{n_1 + \dots + n_k = N} P(n_1, n_2, \dots, n_k) = \exp[-\lambda_3 \pi x \langle a^2 \rangle] \cdot \frac{(\pi x \lambda_3 \langle a^2 \rangle)^N}{N!} \quad (32)$$

Thus, the square wave impulses of the function $\mu(x)$ occur again according to a Poisson distribution of density λ_1 ,

$$\lambda_1 = \lambda_3 \pi \langle a^2 \rangle, \quad (33)$$

(compare with Eq. 23). The average pulse width becomes, in this case, $\bar{\theta} = \frac{4}{3} \langle a \rangle$. Proceeding as in the previous section,

$$N(x) = \lambda_3 \pi \cdot \frac{4}{3} \langle a^2 \rangle \langle a \rangle \exp \left[-x \frac{4}{3} \langle a \rangle \right] \quad (34)$$

and, for low frequencies, we find that the attenuation coefficient becomes

$$\alpha = \text{const} \cdot \langle \varepsilon^2 \rangle \lambda_3 \langle a^2 \rangle \langle a \rangle^4 \cdot k_0^4, \quad (35)$$

an expression still analogous to BELTZER's formula. Here, as in Eq. (29),

$$\langle \varepsilon^2 \rangle = p(1-p) \left(\frac{1}{v_1} - \frac{1}{v_2} \right)^2 \cdot v_0^2.$$

The main differences between BELTZER's result and our expressions (29) and (35) are that according to our results the attenuation coefficient also depends on the velocity contrast $(v_1 - v_2)^2$ and has a further porosity dependence of the form $p(1-p)$.

In 1953 AMENT proposed a theoretical expression for the attenuation of sound waves in a suspension:

$$\alpha(\omega) = \frac{\omega^2}{9\eta} \cdot \frac{p(1-p)}{c_0^2} \cdot \frac{(\rho_1 - \rho_2)^2}{\rho_0^2} r^2 \quad (36)$$

where η is the viscosity of the fluid, p porosity, c_0 average velocity, r radius of the solid particles, ρ_2 and ρ_1 densities of the fluid and of the solid particles, respectively. ρ_0 is the average density:

$$\rho_0 = p\rho_1 + (1-p)\rho_2.$$

In the late fifties, this formula was widely used in geophysical practice (OFFICER 1955, BERZON et al. 1959). Because of the very well established over-all positive correlation between densities and velocities (NAFE and DRAKE 1957, HAMILTON 1970), AMENT's Eq. (36) suggests a proportionality of the attenuation coefficient to the velocity contrast, in the same way as implied by Eqs. (29) and (35).

The proportionality of α with $p(1-p)$ in Eq. (36) and our (29), (35) has been experimentally confirmed over a wide range of porosities by SHUMWAY (1960) and HAMILTON (1972), for marine sediments. Few systematic studies have been made on the role of the velocity (or density) contrast (see, however, ZEMTSOV (1965) and the references cited in KORVIN 1977 p.29).

4. Concluding remarks, connections with information theory

In the two previous sections it has been shown (Eqs. 29 and 35) that in a randomly porous medium, and for the low-frequency regime, the attenuation coefficient is proportional

- to the density λ_3 of the Poisson distribution of the number of pores;
- to the expression $p(1-p)$, p being average porosity;
- to the velocity contrast of the two phases;
- to higher momenta of the pore-size distribution.

From among these factors, we consider the first two as characteristic to the "randomness" of pore-geometry, at least in a qualitative sense. The $p(1-p)$ factor plays an especially interesting role. Indeed, as we have recently reported (KORVIN 1978), if we consider multi-phase materials instead of 2-phase ones, the attenuation coefficient will be proportional to

$$H = \sum_{i=1}^n p_i(1-p_i) \quad (37)$$

where p_i is the relative volume ratio (i.e. probability of occurrence at any given point) of the

i -th phase, $p_i \geq 0$, $\sum p_i = 1$. The quantity H (termed *heterogeneity factor* in KORVIN 1978) has the properties:

$H=0$ if any of the p_i -s is 1, it attains its maximum for the distribution

$$p_1 = p_2 = \dots = p_n = \frac{1}{n},$$

the maximum being

$$H_{\max} = \frac{n-1}{n}. \quad (38)$$

It is worth-while to compare the heterogeneity factor with the entropy

$$E = - \sum_{i=1}^n p_i \log p_i \quad (39)$$

of the probability distribution which, of course, is a more appropriate measure of the randomness of a multiphase material (BYRYAKOVSKY 1968). It also holds that $E=0$, if any of the p_i -s is 1; E attains its maximum for the distribution

$$p_1 = p_2 = \dots = p_n = \frac{1}{n},$$

$$E_{\max} = \log n. \quad (40)$$

Applying the series development

$$-x \log x \approx \frac{1}{n} \log n + \left(x - \frac{1}{n}\right) (\log n - 1) - \frac{\left(x - \frac{1}{n}\right)^2}{2} \cdot n \quad \text{if} \quad \left|x - \frac{1}{n}\right| \ll 1$$

and the identity

$$\sum_{i=1}^n \left(p_i - \frac{1}{n}\right)^2 = \frac{n-1}{n} - \sum_{i=1}^n p_i(1-p_i),$$

we obtain that, provided

$$\sum_{i=1}^n \left(p_i - \frac{1}{n}\right)^2 \ll 1$$

one has

$$E = - \sum_{i=1}^n p_i \log p_i \approx \log n - \frac{n}{2} \sum_{i=1}^n \left(p_i - \frac{1}{n}\right)^2 = \log n - \frac{1}{2} (n-1) + \frac{n}{2} \sum_{i=1}^n p_i(1-p_i),$$

that is, if all the p_i -s are close enough to $\frac{1}{n}$:

$$H = \sum_{i=1}^n p_i(1-p_i) = \frac{2}{n} E - \frac{2 \log n}{n} + \frac{n-1}{n}$$

or, by Eqs. (38), (40),

$$H_{\max} - H = \frac{2}{n} (E_{\max} - E). \quad (41)$$

Thus, around the maximum, the heterogeneity factor H behaves similarly to the entropy E .

Figure 1 shows the striking similarity of H/H_{\max} and E/E_{\max} for $n=2$; for $n=3$ see Fig. 1C of HARRIS and MCCAMMON (1969).

Thus, it is reasonable to assume as a hypothesis that *for multiphase materials the low-frequency attenuation coefficient—although not simply proportional—is certainly positively correlated with the entropy, i.e. the randomness, of the material distribution of the medium.*

In this connection it should be noted that the proportionality factor

$$H = \sum_{i=1}^n p_i(1-p_i)$$

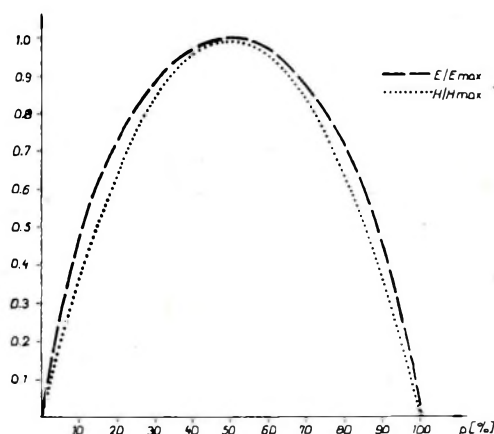


Fig. 1. Relative entropy and relative heterogeneity factor for $n=2$

1. ábra. Relatív entropia és relatív heterogenitási faktor $n=2$ esetén

Рис. 1. Относительная энтропия и коэффициент мутности для $n=2$

figuring in the expression of the attenuation coefficient of multiphase materials can also be written as

$$H = 1 - \sum_{i=1}^n p_i^2. \quad (42)$$

The expression

$$\sum_{i=1}^n p_i^2$$

was introduced by ONINESCU (1966) as a measure of the *information energy* of the probability distribution p_1, p_2, \dots, p_n . The information energy ranges from $1/n$ (in case of complete indeterminacy) to 1 (if any of the p_i -s is 1); and—as observed by MARCUS (1967, 1971) in his works on mathematical linguistics—it shows the same analogy to the kinetic energy of physical systems as that between the BOLTZMANN entropy and SHANNON's “ $-\sum p_i \log p_i$ ”. It can be shown that, as in thermodynamics, if the information energy of a system decreases its entropy should increase, and *vice versa*. This, in view of Eq. (42), further corroborates our hypothesis.

It is well-known that the frequency-dependent attenuation and velocity dispersion lead to a distortion of the propagating acoustic pulses. KUZNETSOV et al. (1973) and HOLLIN and

JONES (1977) recently proposed that the correlation between the propagating pulses for the determination of the attenuation characteristics be measured. Theoretically, the propagation of the two-point correlation function (as of any other quadratic quantities) can be described by the BETHE-SALPETER equation (BOURRET 1962) or, alternately, by appropriate transport equations (see e.g. BUGNOLO 1960). In connection with the latter approach FRISCH poses the following problem (1968, p. 145):

"... there are some physical difficulties in the interpretation of the solution, which have not been settled yet. It appears, for example, that in contradistinction to the homogeneous nonrandom case, there is an energy loss, even when the medium is not dissipative".

It seems to us that this problem, together with all the problems posed in the present paper, will have been solved by following up the pioneering ideas of CASTI and TSE who, in 1972, showed that the KALMAN-BUCY optimal filtering theory and radiative transfer theory, "which from a physical point of view seem to have very little in common, may be brought together by careful examination of their respective initial value formulations" (*op. cit.* p. 42).

In their concluding remarks CASTI and TSE (1972, p. 53) state:

"In conjunction with the active filtering problem, let us mention a radiative transfer function ... this is the absorption function which is defined by means of a conservation law, i.e. it corresponds to the radiative energy which is input to the atmosphere, but which is neither transmitted through nor reflected back out. ... In the active filtering case there is reason to suspect that this function may correspond to a loss of inherent information in the known control input due to interaction with the noisy system. If this correspondence can be made precise, it would seem to be possible to establish a conservation of information law for stochastic systems".

Appendix: Perturbation solution to the random wave equation

The main ideas of KELLER's method of stochastic perturbation (KELLER 1964, KARAL and KELLER 1964) are as follows. Suppose the wave u_0 propagating in a space free of inhomogeneities satisfies a linear equation

$$Lu_0 = 0. \quad (\text{A.1.})$$

Consider now a randomly inhomogeneous space characterized by the operator

$$L - \varepsilon L_1(\gamma) - \varepsilon^2 L_2(\gamma) + O(\varepsilon^3), \quad (\text{A.2.})$$

where ε is a measure of the inhomogeneities of the medium ($|\varepsilon| \ll 1$); $L_1(\gamma)$ and $L_2(\gamma)$ are random operators depending on a random parameter $\gamma \in \Gamma$ of density function $p(\gamma)$. Expectancies with respect to $p(\gamma)$ are denoted by

$$\langle f \rangle = \int_{\Gamma} f(\gamma) p(\gamma) d\gamma.$$

The solution u to the equation

$$[L - \varepsilon L_1(\gamma) - \varepsilon^2 L_2(\gamma) + O(\varepsilon^3)]u = 0 \quad (\text{A.3.})$$

is a random function of γ ; our aim is to find an equation for the expected wave $\langle u \rangle$. If L^{-1} exists and is bounded, then from Eqs. (A.1.) and (A.3.),

$$u = u_0 + \varepsilon L^{-1}(L_1 + \varepsilon L_2)u + O(\varepsilon^3). \quad (\text{A.4.})$$

Solving (A.4.) by the successive iteration method, we get

$$u = u_0 + \varepsilon L^{-1} L_1 u_0 + \varepsilon^2 (L^{-1} L_1 L^{-1} L_1 + L^{-1} L_2) u_0 + O(\varepsilon^3) \quad (\text{A.5.})$$

that is, taking expectancies,

$$\langle u \rangle = u_0 + \varepsilon L^{-1} \langle L_1 \rangle u_0 + \varepsilon^2 L^{-1} (\langle L_1 L^{-1} L_1 \rangle + \langle L_2 \rangle) u_0 + O(\varepsilon^3). \quad (\text{A.6.})$$

Hence:

$$u_0 = \langle u \rangle - \varepsilon L^{-1} \langle L_1 \rangle u_0 + O(\varepsilon^2) = \langle u \rangle - \varepsilon L^{-1} \langle L_1 \rangle u + O(\varepsilon^2), \quad (\text{A.7.})$$

which, on substitution into (A.6.), gives

$$\langle u \rangle = u_0 + \varepsilon L^{-1} \langle L_1 \rangle \langle u \rangle + \varepsilon^2 L^{-1} [\langle L_1 L^{-1} L_1 \rangle - \langle L_1 \rangle L^{-1} \langle L_1 \rangle + \langle L_2 \rangle] \langle u \rangle + O(\varepsilon^3). \quad (\text{A.8.})$$

Applying L to both sides, dropping the $O(\varepsilon^3)$ term and assuming that $\langle L_1 \rangle = 0$ we finally arrive at

$$(L - \varepsilon^2 \langle L_1 L^{-1} L_1 \rangle - \varepsilon^2 \langle L_2 \rangle) \langle u \rangle = 0 \quad (\text{A.9.})$$

which is an explicit equation for $\langle u \rangle$. Introducing the Green function $G(\mathbf{x}, \mathbf{x}')$ defined as

$$LG(\mathbf{x}, \mathbf{x}') = I \cdot \delta(\mathbf{x} - \mathbf{x}') \quad (\text{A.10.})$$

(where I is the unit operator, δ is Dirac's delta function), we have

$$L^{-1} f = \int G(\mathbf{x}, \mathbf{x}') f(\mathbf{x}') d\mathbf{x}'$$

and Eq. (A.9.) becomes

$$L(\mathbf{x}) \langle u(\mathbf{x}) \rangle - \varepsilon^2 \left\langle L_1(\mathbf{x}) \int G(\mathbf{x}, \mathbf{x}') L_1(\mathbf{x}') \langle u(\mathbf{x}') \rangle d\mathbf{x}' \right\rangle - \varepsilon^2 \langle L_2(\mathbf{x}) \rangle \langle u(\mathbf{x}) \rangle = 0. \quad (\text{A.11.})$$

Let us now apply the general expression (A.11.) to the random wave equation

$$\Delta u + \frac{\omega^2}{v^2} u = 0 \quad (\text{A.12.})$$

where, as in Eq. (12), the random velocity distribution is given by

$$v(\mathbf{x}) = v_0 (1 + \varepsilon(x))^{-1}.$$

If we introduce the average wave number $k_0 = \omega/v_0$ the wave equation becomes

$$\Delta u(\mathbf{x}) + k_0^2 [1 + 2\varepsilon\mu(\mathbf{x}) + \varepsilon^2 \mu^2(\mathbf{x})] u(\mathbf{x}) = 0 \quad (\text{A.13.})$$

where $\varepsilon = \langle \varepsilon^2(\mathbf{x}) \rangle^{1/2}$; the normalized random variable $\mu(\mathbf{x})$ is given by

$$\mu(\mathbf{x}) = \frac{\varepsilon(\mathbf{x})}{\langle \varepsilon^2(\mathbf{x}) \rangle^{1/2}} = \frac{\varepsilon(\mathbf{x})}{\varepsilon}.$$

If Eq. (A.13.) is matched with Eq. (A.3.)

$$\left. \begin{aligned} L &= \Delta + k_0^2 \\ L_1 &= -2k_0^2 \mu(\mathbf{x}) \\ L_2 &= -k_0^2 \mu^2(\mathbf{x}). \end{aligned} \right\} \quad (\text{A.14.})$$

Clearly, $\langle L_1 \rangle = 0$, $\langle \mu^0(\mathbf{x}) \rangle = 1$. On imposing the radiation condition, the Green function becomes

$$G(\mathbf{x}, \mathbf{x}') = -\frac{\exp[ik_0|\mathbf{x} - \mathbf{x}'|]}{|\mathbf{x} - \mathbf{x}'|} \quad (\text{A.15.})$$

and Eq. (A.11.) will change to

$$(\Delta + k_0^2)\langle u \rangle + \frac{4\varepsilon^2 k_0^4}{4\pi} \left\langle \mu(\mathbf{x}) \int \frac{\exp[ik_0|\mathbf{x} - \mathbf{x}'|]}{|\mathbf{x} - \mathbf{x}'|} \cdot \mu(\mathbf{x}') \right\rangle \langle u(\mathbf{x}') \rangle d\mathbf{x}' + \varepsilon^2 k_0^2 \langle u \rangle = 0. \quad (\text{A.16.})$$

In the case of homogeneous isotropic randomness (Tatarski 1961) Eq. (A.16.) simplifies to

$$(\Delta + k_0^2 + \varepsilon^2 k_0^2)\langle u(\mathbf{x}) \rangle + \frac{4\varepsilon^2 k_0^4}{4\pi} \int \frac{\exp(ik_0 r)}{r} N(r) \langle u(\mathbf{x} + \mathbf{r}) \rangle d\mathbf{r} = 0, \quad (\text{A.17.})$$

where $r = |\mathbf{r}|$; $N(r)$ is the autocorrelation function defined by Eqs. (16), (17). Solutions to Eq. (A.17.) will be sought for in the plane-wave form

$$\langle u(\mathbf{x}) \rangle = A e^{i\mathbf{k}\mathbf{x}} = \varphi(\mathbf{x}). \quad (\text{A.18.})$$

To compute the volume integral in (A.17.) we first integrate over the spherical surface S of radius r , centred at \mathbf{x} . Making use of the mean-value theorem (Keller 1964)

$$\frac{1}{4\pi r^2} \int_S \varphi(\mathbf{x} + \mathbf{r}) dS = \frac{\sin kr}{kr} \varphi(\mathbf{x}) \quad (\text{A.19.})$$

which holds for any solution of the wave equation, from Eq. (A.17.) we have

$$\left[\Delta + k_0^2 + \varepsilon^2 k_0^2 + 4\varepsilon^2 \frac{k_0^4}{k} \int_0^\infty \exp(ik_0 r) \sin kr N(r) dr \right] \varphi(\mathbf{x}) = 0. \quad (\text{A.20.})$$

Since the plane wave $\varphi(\mathbf{x})$ as defined in Eq. (A.18.) evidently satisfies a wave equation

$$(\Delta + k^2) \varphi(\mathbf{x}) = 0, \quad (\text{A.21.})$$

we obtain, by equating Eqs. (A.20.) and (A.21.), the *dispersion relation*

$$k^2 = k_0^2 + \varepsilon^2 k_0^2 + 4\varepsilon^2 \frac{k_0^4}{k} \int_0^\infty \exp(ik_0 r) \sin kr N(r) dr \quad (\text{A.22.})$$

whose solution k is the *effective wave number* expressing the *global effect* of the velocity inhomogeneities. If (A.22.) is solved in powers of ε and the $O(|\varepsilon|^3)$ terms are dropped (for details, see Korvin 1977), the imaginary part of k , i.e. the attenuation coefficient α , becomes

$$\alpha = \varepsilon^2 k_0^2 \int_0^\infty (1 - \cos 2k_0 r) N(r) dr \quad (\text{A.23.})$$

which is the same expression as Eq. (20) of the main part of this paper.

REFERENCES

- AMENT, W. S., 1953: Sound propagation in gross mixtures. *Journal Ac. Soc. Am.* 25 No. 4, pp. 638-641.
- BELTZER, A., 1978: The influence of random porosity on elastic wave propagation. *J. Sound Vibr.* 58 No. 2, pp. 251-256.
- BERZON, I. S.-VASILYEV, YU. I.-STARODUBROVSKAYA, S. P., 1959: On refracted waves corresponding to aquiferous sands. II. *Izv. ANSSSR Ser. Geof.* No. 2, pp. 177-182 (In Russian).
- BOURRET, R. C., 1962: Stochastically perturbed fields, with applications to wave propagation in random media. *Nuovo Cimento*, 26 No. 1, pp. 1-31.
- BRADLEY, J. J.-FORT, A. N. Jr., 1966: Internal Friction in Rocks. In: *Handbook of Physical Constants* (Ed. CLARK, S. P. Jr.) *Geol. Soc. Am. Memoir*, No. 97, pp. 175-193.
- BUGNOLO, D. S., 1960: Transport equation for the spectral density of a multiple scattered electromagnetic field. *J. Appl. Phys.* 31, pp. 1176-1182.
- BYRYAKOVSKIY, L. A., 1968: Entropy as criterion of heterogeneity of rocks. *Internat. Geol. Rev.* 10, No 7.
- CASTI, J.-TSE, E., 1972: Optimal linear filtering theory and radiative transfer: comparisons and interconnections. *J. Math. Anal. Appl.* 40, pp. 45-54.
- FARA, H. D.-SCHEIDEGGER, A. E., 1961: Statistical geometry of porous media. *Journal Geoph. Res.* 66 No. 10, pp. 3279-3284.
- FRISCH, U., 1968: Wave Propagation in Random Media. In: *Probabilistic Methods in Applied Mathematics. I.* (Ed. BHARUCHA-REID, A. T.) *Academic Press*, New-York-London, pp. 75-198.
- HAMILTON, E. L., 1970: Sound velocity and related properties of marine sediments, North Pacific. *J. Geoph. Res.* 75, pp. 4423-4446.
- HAMILTON, E. L., 1972: Compressional wave attenuation in marine sediments. *Geophysics*, 37 No. 4, pp. 620-646.
- HARRIS, M. H.-Mc CAMMON, R. B., 1969: A computer oriented generalized porosity-lithology interpretation of neutron, density and sonic logs. *SPE Paper*, No. 2523.
- HASHIN, Z., 1962: The elastic moduli of heterogeneous materials. *J. Appl. Mechanics*, 29, pp. 143-150.
- HOLLIN, K. A.-JONES, M. H., 1977: The measurement of sound absorption coefficient in situ by a correlation technique. *Acustica*, 27 No. 2, pp. 103-110.
- KARAL, F. C. Jr.-KELLER, J. B., 1964: Elastic, electromagnetic and other waves in a random medium. *J. Math. Phys.* 5 No. 4, pp. 537-549.
- KELLER, J. B., 1964: Stochastic equations and wave propagation in random media. *Proc. Symp. Appl. Math.* 16, pp. 145-170.
- KORVIN, G., 1976: Seismic wave propagation in media of randomly inhomogeneous velocity distribution. 21. *Geoph. Symp.*, Leipzig.
- KORVIN, G., 1977: Certain problems of seismic and ultrasonic wave propagation in a medium with inhomogeneities of random distribution. II. Wave attenuation and scattering on random inhomogeneities. *Geof. Közl.* 24. Suppl. 2, pp. 3-38.
- KORVIN, G., 1978: Wave attenuation in multicomponent rocks, a relation between the attenuation coefficient and the heterogeneity (entropy) of the rocks. *Magyar Geofizika*, 18 No. 3, pp. 106-116. (In Hungarian)
- KUZNETSOV, O. L.-KAYDANOV, E. P.-RUKAVITSYN, V. N., Some possibilities of the application of correlation analysis in sonic logging. *Trudy VNIYAG*, 15, pp. 56-59. (In Russian)
- MACKENZIE, J. K., 1950: The elastic constants of a solid containing spherical holes. *Proc. Phys. Soc. B63*, pp. 2-11.
- MARCUS, S., 1967: Entropie et énergie poétique. *Cahiers de linguistique théorique et appliquée*, IV. București, pp. 171-180.
- MARCUS, S., 1971: On types of meters of a poem and their informational energy. *Semiotica* IV. 1, Mouton, The Hague, pp. 31-36.
- NAFE, J. E.-DRAKE, C. L., 1957: Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocities of compressional and shear waves. *Geophysics*, 22. No. 3, pp. 523-552.
- OFFICER, C. B., 1955: A deep-sea seismic reflection profile. *Geophysics*, 20 No. 2, pp. 270-282.
- ONINESCU, O., 1966: Energie informationelle. *C. R. Acad. Sci. (Paris)* 263 No. 22, pp. 841-842.
- RYTOV, S. M., 1966: Introduction to Statistical Radiophysics. *Nauka*, Moscow (In Russian).
- SHUMWAY, G., 1960: Sound speed and absorption studies of marine sediments by a resonance method. II. *Geophysics*, 25 No. 3, pp. 659-682.
- TATARSKI, V. I., 1961: *Wave Propagation in a Turbulent Medium*. McGraw-Hill, New-York.

- WYLLIE, M. R. J.-GREGORY, A. R.-GARDNER, L. W., 1956: Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. *Geophysics*, 21 No. 1, pp. 41-70.
- YING, C. F.-TRUILL, R., 1956: Scattering of plane longitudinal wave by a spherical obstacle in an isotropically elastic solid. *J. Appl. Phys.* 27, pp. 1086-1097.
- ZEMTSOV, E. E., 1965: Effect of oil and gas deposits on dynamic characteristics of reflected waves. *Internat. Geol. Rev.* 11, No. 4, pp. 504-509.

KORVIN GÁBOR

A VÉLETLEN POROZITÁS HATÁSA A RUGALMAS HULLÁMOK ELNYELŐDÉSÉRE

A dolgozat a porózus közegben terjedő rugalmas hullámok elnyelődését vizsgálja a véletlen pórus-elhelyezkedés, póruseloszlás és pórusszám függvényében. A véletlen hullám-egyenlet perturbációs megoldásával új levezetést nyerünk BELTZER nemrég közölt eredményére. Információelméleti megfontolások azt a hipotézist sugallják, hogy *többkomponensű közegek alacsony-frekvenciás elnyelődését egyűthathatója pozitív korrelációt mutat a közeg anyageloszlásának entropiájával, vagyis véletlenségével.*

Г. КОРВИН

ВЛИЯНИЕ СЛУЧАЙНОЙ ПОРИСТОСТИ НА ПОГЛАЩЕНИЕ УПРУГИХ ВОЛН

Статья исследует поглощение упругих волн распространяющихся в пористой среде, в зависимости от случайного расположения, распределения и количества пор. Методом возмущения случайного волнового уравнения получим новый вывод на недавно сообщенный результат Бельцера. Рассуждения по теории информации подсказывают гипотезу, что *коэффициент низкочастотного поглощения многокомпонентных сред положительно коррелирует с энтропией, т. е. случайностью материального распределения среды.*

A BÖRZSÖNY- ÉS A DUNAZUG-HEGYSÉG MAGNETOSZTRATIGRÁFIÁJA

BALLA ZOLTÁN — MÁRTONNÉ SZALAY EMŐ*

1. Bevezetés

Vulkáni hegységeink szerkezetének tisztázásához megbízható rétegtani felosztásra és korrelációra van szükség. Vulkáni összletek esetében az öslénytani módszerek kevésbé perspektivikusak egyrészt az ősmaradványok ritkasága miatt, másrészt azért, mert a képződési időtartam gyakran nagyon szűk: a Börzsöny esetében pl. a bádeni emeletnek csak kis része.

Olyan módszerre van szükség, amely a rendkívül változatos vastagságú és kifejlődésű, de összetételükben kevésbé különböző börzsönyi–dunazugi vulkanitok felosztását és korrelációját megbízhatóvá teszi. Ennek olyan jelenségre kell támaszkodnia, amely a vulkáni működés lefolyásától gyakorlatilag független, s ugyanakkor a vizsgálandó, szűk intervallumot részekre képes bontani.

Az utóbbi évtizedekben egyre gyakrabban alkalmazott paleomágneses módszer mindkét említett feltételt kielégíti: a felosztás és a korreláció alapjául szolgáló jelenség — a földmágneses tér polaritásváltozása — globális méretekben szigorúan egyidejű és konkrét vulkánok működésétől független, emellett a térfordulások gyakorisága miatt a módszer felbontóképessége nagyobb, mint más rétegtani módszereké.

Az Eötvös Loránd Tudományegyetem és az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet kutatói által az elmúlt évtizedben végzett paleomágneses vizsgálatok adatait (87 csoportban 646 minta; ebből használható eredménnyel 61 csoportban 421 minta, ld. az I. táblázatban) felhasználva és a Börzsöny új vulkántektonikai képére [BALLA 1977, BALLA 1978] támaszkodva paleomágneses rétegtani vázlatot dolgoztunk ki [BALLA—MÁRTONNÉ 1978]. Ebben négy mágneses szintet jelöltünk ki, alulról felfelé $N_1R_1N_2R_2$ sorrendben.

Az R_1 negatív („reverz”) mágnesezettségű szint látszott leginkább megalapozottnak: 18 pontról származó 20 mintacsoport (I. táblázat és 1. ábra) jellemezte; a minták többségét szubvulkáni képződményből vettük. Ennél biztosan fiatalabb az N_2 pozitív („normál”) mágnesezettségű szint, amelynek kijelölési alapja a magasbörzsönyi réteg vulkán 8 mintacsoportja: 6 db lávapadból, 1 db (69.) a kürtőkitöltésből és 1 db (70.) a kürtőt átszelő telérből (I. táblázat és 1. ábra). Az N_1 és az R_2 szint kijelölésének alapja egy-egy biztos helyzetű mintacsoport volt: a vulkáni összlet feküjének közelében levő lávapadból vett 19. és az N_2 szint közeit áttörő telérből vett 9. számú. A többi mintacsoport földtani helyzetének bizonytalansága miatt besorolásuk (II. táblázat) különböző munkahipotézisek alapján történt.

A korábbi földtani–geofizikai adatok feldolgozásának és értelmezésének előrehaladtával, az ezzel kapcsolatban végzett terepi ellenőrzéseinkkel és a feketepataki kaldera (Fpk**)

* Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, Budapest.

** Itt és a továbbiakban a rövidítések az 1. és 2. ábrán szereplőkkel azonosak.

A kézirat érkezett: 1979. IV. 13.

Az 1971—76. évi borsónyi paleomágneses minták főbb adatai

A mintavételi pont			A mintázott kőzettest		Mintaszám	Kőzetmágneségi jellemzők		Paleomágneses adatok				
sor-száma	helyének		anyaga	települése		szusz- cep- tibili- tás 10 ⁻⁴ CGS	Koe- nigs- berger vi- szony- szysz.	átlagos		-szórás	virtuális póluskoordiná- ták	
	megnevezése	feltártsága						dekli- náció	incli- náció		széles- ség	hosszúsá- g
1.	Tolmácshegy	útbev.	andezittufa	tufaréteg	6	3,0	13,0	27,5	+42,5	8,0	+58,2	146,1
2.	Tolmácshegy	útbev.	(Aug) Hip-andezit	telér	6	12,3	16,0	27,9	+53,2	6,2	+64,8	132,8
7.	Farkas-völgy	útbev.	Amf-andezit	telér ?	4	34,4	6,1	354,9	+75,5	10,7	+75,0	9,8
9.	Rózaszikla	szikla	BiAmf-dácit	telér	6	26,2	0,13	171,8	-67,2	17,6	-84,2	132,8
10.	Borsóny-patak	kőfejtő	Amf-andezit	telér ?	9	47,0	0,23	199,2	-48,7	8,4	-66,5	333,0
11.	Kisirtápuszta	kőfejtő	AmfBi-andezit	?	6	4,8	3,1	47,9	+42,8	4,0	+46,0	123,0
13.	Só-hegy	kőfejtő	(Pir)BiAmf-andezit	kürtökít.	6	8,7	0,7	162,9	-47,8	12,3	-66,8	59,8
16.	Négyhányás	útbev.	AmfBi-andezit	teleptel.	6			184,9	-68,1	7,0	-85,4	241,0
17.	Nógrádi Várhegy		Bi-dácit	kürtökít.	6	2,9	1,6	359,0	+84,0	11,8	+59,8	18,5
18.	Somlyó-hegy	kőfejtő	BiAmf-dácit	kürtökít.	10	5,3	0,5	255,2	+67,0	7,6	+27,0	334,3
19.	Kőmber-hegy	kőfejtő	(Pir)AmfBi-andezit	lávapad	12	16,2	1,9	8,6	+71,0	5,2	+80,8	50,8
20.	Málna-patak	kőfejtő	dácit	lakkolít	14	7,6	3,9	237,9	+12,5	3,9	-15,8	317,8
21.	Róka-hegy	kőfejtő	AmfBi-andezit	?	8	2,6	2,5	11,1	+52,4	4,9	+72,9	165,6
22.	Bajdázó-hegy	kőfejtő	Bi-dácit	lakkolít	8	1,0	9,8	357,2	+60,0	4,7	+82,7	215,8
23.	Inóc	kőfejtő	PirAmf-andezit	lávapad	7	20,1	1,6	25,5	+63,6	3,9	+72,3	108,2
24.	Kerek-hegy	kőfejtő	andezit	?	6	16,0	3,1	142,5	-50,1	3,9	-56,9	91,8
26.	Malom-völgy	kőfejtő	(Hip)AmfBi-andezit	szubvulk.	7	9,0	2,6	164,8	-70,8	13,3	-78,1	152,1
27.	Csákhegy, Fehérkő	kőfejtő	Amf-dácit	lakkolít	8	5,7	6,0	134,2	-69,7	5,3	-61,0	137,4
28.	Cerna	kőfejtő	(Hip)AmfBi-andezit	lakkolít	9	12,3	1,2	153,2	-84,0	8,1	-58,1	188,8
29.	Pap-hegy	kőfejtő	BiAmf-andezit	szubvulk.	8	61,6	1,0	120,6	-69,2	10,5	-52,9	139,3
31.	Peres-hegy-alja	kőfejtő	AmfBi-andezit	szubvulk.	7			174,4	-40,9	5,7	-65,1	31,2
32.	Aranyos-kút	kőfejtő	AmfBi-dácit	teleptel.	3			335,5	+67,0	12,5	+73,8	304,3
33.	Pokol-völgy	kőfejtő	AmfBi-andezit	telér	6	2,9	2,0	170,3	-71,1	7,2	-80,3	164,7
34.	Kőspallagi út	kőfejtő	(BiAmf)Pir-andezit	telér ?	8	23,6	2,2	350,1	+23,3	6,8	+53,3	215,2
35.	Závoz	kőfejtő	Pir-andezit	lávapad	6	36,0	1,0	75,3	+46,0	18,1	+29,5	99,6
36.	Nagy-Koppány	kőfejtő	BiAmf-andezit	szubvulk.	6			195,2	-54,5	9,4	-72,9	332,1
37.	Szarvaskői út	útbev.	BiAmf-andezit	szubvulk.	4			192,1	-57,1	11,0	-76,5	333,6

38.	Szarvaskő	útbev.	andezit	szubvulk.	13		186,5	-42,5	5,2	-66,2	4,2
39.	Szarvaskő	útbev.	andezittufa	tufaréteg	8		162,6	-31,2	10,0	-55,8	49,5
40.	Szarvaskői út	útbev.	andezittufa	tufaréteg	6		219,0	-64,6	7,7	-63,7	277,3
41.	Szarvaskői út	útbev.	andezit	szubvulk.	10		174,1	-57,7	2,7	-79,5	45,2
42.	Ábrahám-kert	kőfejtő	AmfBi-andezit	telér	9		36,4	+71,2	5,0	+66,5	75,8
43.	Pokol-völgy	kőfejtő	Bi-dácit	telér	7		179,0	-68,8	7,6	-85,6	190,8
44.	Hársas-álla	kőfejtő	BiAmf-andezit	?	6		172,7	-22,7	14,6	-53,4	30,9
45.	Briezka	kőfejtő	(Hip)BiAmf-andezit	szubvulk.	11		162,2	-66,7	8,5	-78,2	122,1
46.	Márianosztra	útbev.	(Hip)BiAmf-andezit	szubvulk.	5		217,9	-61,9	13,2	-63,3	285,0
47.	Bőszob	útbev.	AmfBi-andezit	?	8		206,3	-79,7	6,1	-64,5	219,5
48.	Börzsöny-liget	kőfejtő	andezittufa	tufaréteg	10		354,3	+57,8	4,7	+79,7	224,6
49.	Börzsöny-liget	útbev.	Amf-andezit	?	5		349,5	+59,2	5,2	+79,1	246,4
50.	Hártó-kút	kőfejtő	andezittufa	tufaréteg	10		1,9	+61,1	9,2	+84,1	185,0
51.	Pusztatorony	meder	BiAmf-andezit	?	6		8,8	+31,6	14,2	+58,4	182,7
54.	Négyhányás	útbev.	AmfBi-andezit	teleptel.	10		184,7	-72,3	12,7	-80,0	213,7
55.	Királyrét	útbev.	BiAmf-dácit	telér	7		318,5	+51,5	11,6	+55,1	277,4
56.	Korompa-patak	szikla	andezittufa	tufaréteg	4		15,3	+38,6	8,5	+61,1	168,4
57.	Pusztatorony	szikla	Amf-andezit	telér	4	5,1	169,2	-36,2	7,4	-60,9	40,1
58.	Nagy-Sas-hegy	útbev.	Pir-andezit	?	8		314,3	-3,6	8,2	+26,4	251,9
60.	Lajos-forrás	szikla	BiAmf-andezit	lávapad	7		344,1	+69,7	12,7	+78,5	324,0
61.	Szénás-hegy	szikla	PirAmf-andezit	lávapad	6		334,3	+66,4	6,2	+73,0	301,7
62.	Korom-bérc	szikla	(Amf)Pir-andezit	lávapad	6		13,3	+71,7	14,5	+78,2	57,2
63.	Nagy-Inóc	szikla	(Amf)Pir-andezit	lávapad	6		333,8	+15,3	13,1	+44,2	236,5
64.	Ókrész-kert	szikla	(Pir)Amf-andezit	kürtőkit.	5		335,8	+80,3	12,3	+64,1	1,2
69.	Csarna-patak	meder	Amf-andezit	telér	3		18,5	+78,0	12,6	+68,7	38,9
70.	Német-út	útbev.	(Amf)Bi-dácit	szubvulk.	7		175,3	-85,0	10,5	-57,8	197,4
74.	Kuruc-patak	meder	Amf-andezit	szubvulk.	5		216,4	-65,9	8,2	-65,9	274,5
76.	Kurta-bérc	szikla	(Hip)Amf-andezit	kürtőkit.	6		171,6	-57,5	13,8	-78,5	54,0
80.	Hegyes-hegy	szikla	(Pir)Amf-andezit	?	5		197,2	-69,1	4,8	-78,1	259,2
81.	Perőcsény	kőfejtő	(Hip)Amf-andezit	szubvulk.	6		188,5	-50,1	6,4	-71,8	355,0
83.	Bezina	kőfejtő	(Hip)AmfBi-andezit	lávapad	8		358,9	+23,8	5,2	+54,5	200,8
86.	Nagy-Hideg-hegy	szikla	AmfPir-andezit	szubvulk.	4		31,4	-29,9	9,1	+20,2	166,7
87.	Tolvajkút-árka	kőfejtő	AmfBi-andezit	szubvulk.	4						

Megjegyzés: az 52. sz. mintacsoport azonos a 31. számmal, ezért a táblázatban külön nem szerepel. Az 54. sz. mintacsoport ugyanonnan lett vevé, mint a 16. sz., de nem azonos vele, ezért a táblázatban önállóan szerepel

II. táblázat

Az 1971—76. évi börsönyi paleomágneses minták régi ① és új ② besorolásának összevetése.

①					②				
N ₁		R ₁		N ₂	R ₂		N ₂	R ₁	N ₂
(17)	(18)	13	(11)	(1)	9	17	9	(11)	(1)
19	(20)	16		(2)	(10)	19	10		(2)
(21)				(7)		21			(7)
						(22)			
		(24)	(22)						23
		26	23						
		27							
		28							
		(29)							
		31							
			(32)			(32)			
		33	(34)			34			
	(35)						35		
		36							
		37							
		38							
		39							
		40							
		41							
						(42)			
		43	(42)						
		(44)							
		45							
		46							
		(47)							
						48			
			(48)			49			
			(49)			50			
			(50)			51			
		54	(51)					54	
						(55)			
			(55)			56			
		58	(56)				(57)		
			(58)					58	(60)
					(60)				
				61					61
				62					62
				63					63
				64					64
				69					69
				70					70
					(74)				
					(76)				
					(80)				
					(81)				
		83						74	
								76	
								80	
								(81)	
								83	
			(87)	86			(87)		86

A zárójelbe tett számok bizonytalan besorolást jelentenek

III. táblázat

Az 1977. évi Börzsönyi paleomágneses minták főbb adatai

A mintavételi pont			A mintázott kőzettest		Mintaszám	Kőzetmágneségi jellemzők		Paleomágneses adatok				
sor-száma	helyének		anyaga	települése		szusz- cep- tibili- tás × 10 ⁻⁴ CGS	Koe- nigs- berger vi- szony-sz.	átlagos		szórás	virtuális póluskoordiná- ták	
	megnevezése	feltártasága						dekli- náció	inkli- náció		széles- ség	hosszú- ság
88.	Pintér-bérc É	szikla	AmfPir-andezit	telér	8	0,44	9,1	343,2	+77,8	12,0	+69,4	0,0
90.	Csarna-patak Ny	szikla	PirAmf-andezit	lávapad	8	23	0,64	339,3	+61,4	14,2	+74,5	276,2
92.	Miklós-tető	szikla	andezit	lávapad	3	7,5	7,7	26,7	+6,9	8,7	+40,0	163,2
94.	Várkúti forrás	szikla	andezit	lávapad	4	22	1,4	28,4	+46,6	11,0	+60,2	141,1
96.	Magyar-hegy	szikla	andezit	lávapad	6	17	2,8	343,2	+54,2	12,3	+71,9	248,1
97.	Bószob	kőfejtő	BiAmf-andezit	szubvulk.	6	3,1	5,8	175,7	-60,9	4,7	-83,3	47,3
98.	Hegyeshegy-orom	szikla	andezit	lávapad	5	15	0,82	1,4	+62,1	11,8	+85,3	186,4
99.	Deszkás-patak	szikla	andezit	lávapad	10	13	2,3	333,3	+49,2	5,1	+62,9	257,5
101.	Magas-Tax	szikla	andezit	lávapad	6	8,1	19	297,0	+43,1	14,9	+36,1	287,4
102.	Tó-lak	szikla	andezit	lávapad	6	7,9	1,3	337,7	+58,8	15,0	+71,9	269,5
103.	Templom-völgy	szikla	andezit	lávapad	7	27	1,1	23,2	+49,4	5,6	+65,0	145,5
104.	Lófarú hegy	szikla	andezit	lávapad	6	18	1,2	342,8	+61,2	8,3	+76,6	270,2
105.	Nagy-Inóc Ny	szikla	andezit	lávapad	8	6,9	2,8	24,0	+32,5	5,8	+53,9	157,7
132.	Hályagos-oldal	szikla	andezit	telér	9	14	1,8	313,7	+70,8	5,9	+60,9	320,8

Az 1977—78. évi dunazugai paleomágneses minták főbb adatai

A mintaátvételi pont			A mintázott kőzettest		Mintaszám	Kőzetmágneségi jellemzők		Paleomágneses adatok				
sor-szám	helyének		anyaga	települése		szusz-cep-tibilitás $\times 10^{-4}$ CGS	Koenigs-berger viszony-sz.	átlagos		szórás	virtuális póluskoordiná-ták	
	megnevezése	feltárt-sága						dekli-náció	inkli-náció		széles-ség	hosszúság
106.	Hideglelős-kereszt	kőfejtő	PirAmf-andezit	télér	6	26	0,49	105,2	+15,0	8,7	-4,3	92,5
107.	Prépost-hegy K	kőfejtő	AmfPir-andezit	szubvulk.	8	13	2,2	180,3	-55,5	8,0	-78,0	17,8
108.	Dömösi út, 44 km	kőfejtő	PorAmf-andezit	szubvulk.	7	18	0,66	199,8	-73,9	8,8	-73,4	235,0
109.	Ördög-bánya	kőfejtő	BiAmf-andezit	szubvulk.	7	2,7	17	206,5	-53,7	3,1	-66,0	314,0
110.	Mátyás-hegy	kőfejtő	Amf-andezit	szubvulk.	7	19	0,39	171,6	-74,8	8,6	-75,7	182,5
111.	Számár-hegy	kőfejtő	Amf-andezit	télér	4	12	13	125,7	+32,9	4,7	-8,2	70,3
112.	Ördög küllője	kőfejtő	BiAmf-andezit	szubvulk.	6	14	3,3	162,8	-48,9	5,5	-67,6	61,2
113.	Disznós-hegy	útbev.	Amf-andezit	szubvulk.	8	8,7	36	196,2	-69,4	5,5	-78,5	256,4
114.	Apátkúti völgy	útbev.	BiAmf-andezit	szubvulk.	7	22	3,5	167,6	-54,1	4,9	-73,8	58,2
115.	Apátkúti völgy	kőfejtő	AmfPir-andezit	szubvulk.	8	4,0	43	193,2	-48,1	10,2	-68,6	307,9
116.	Csödi-hegy	kőfejtő	BiAmf-andezit	szubvulk.	7	7,6	0,30	192,8	-51,8	5,2	-71,7	342,4
117.	Csödi-hegy	kőfejtő	BiAmf-andezit	szubvulk.	7	9,0	0,46	192,6	+3,3	7,1	-39,2	2,6
119.	Pilisszentlélek	útbev.	Bi-andezit	szubvulk.	8	5,0	1,1	19,9	+44,0	13,2	+62,9	156,7
121.	Öregvíz-patak	szikla	andezit tufa	tufaréteg	5	5,9	0,13	132,2	-63,1	16,6	-57,3	121,3
122.	Pilisszentlélek	szikla	Bi-andezit	télér	8	3,2	1,0	150,4	-36,1	8,8	-53,3	69,9
123.	Csikóváraltja	szikla	andezit	szubvulk.	9	0,87	18,3	140,7	-60,0	6,0	-61,4	109,4
124.	Cser-forrás	útbev.	Bi-andezit	szubvulk.	6	2,3	1,2	172,4	-36,9	7,0	-62,0	34,2
126.	Bükkös-patak	szikla	horzsás tufit	tufaréteg	7	4,8	0,19	174,4	-63,11	14,9	-84,9	70,4
129.	Öregvíz-patak	szikla	horzsás tufit	tufaréteg	8	0,43	0,65	354,5	+46,8	14,2	+69,6	213,0
130.	Bükkös-patak	szikla	andezit	szubvulk.	8	1,8	13	222,3	-47,2	4,9	-52,1	304,5
135.	Kékkúti bánya	kőfejtő	andezit	szubvulk.	5	3,8	3,4	74,9	-49,9	5,5	-13,2	140,4
136.	Hamvaskő	szikla	horzsás fufit	tufaréteg	8			186,1	-55,4	13,4	-77,2	356,0
137.	Miklós-forrás	útbev	horzsás tufa	tufaréteg	5			178,4	-45,4	13,3	-69,0	22,9
138.	Kanyargós-patak	útbev.	horzsás tufa	tufaréteg	7			200,3	-47,4	8,5	-65,1	332,6

nagy részének CSONGRÁDI J. és NAGY B. (Magyar Állami Földtani Intézet) által végzett részletes földtani felvételével a munkahipotézisek egy része helytelennek bizonyult, így egyes mintacsoportok átsorolása vált szükségessé.

A magnetosztatigráfiai vázlat ellenőrzésére CSONGRÁDI J. és KÖRPÁS L. (Magyar Állami Földtani Intézet), valamint HAVAS L. (Eötvös Loránd Geofizikai Intézet) 1977 folyamán 173 mintát gyűjtött 23 csoportban (használható eredmény: 14 csoport 92 mintájából, ld. a III. táblázatban), ezen belül 20 mintacsoportot a magasbörzsönyi vulkanitokból és hármat a Börzsöny egyéb képződményeiből. Az új gyűjtés megerősítette az N_2 szint kijelölését és lehetővé tette a hegyháti szomma besorolását.

Mindezzel párhuzamosan a Dunazug-hegységben 1977–78 folyamán BERCZIK P. és NÁNDORI GY. (Magyar Állami Földtani Intézet), valamint HAVAS L. (Eötvös Loránd Geofizikai Intézet) 212 mintát vett 29 csoportban (használható eredmény: 24 csoport 166 mintájából, ld. a IV. táblázatban), ami megteremtette a dunazugi magnetosztatigráfiai vázlat kidolgozásának alapjait és a börzsönyi skálával való párhuzamosítás lehetőségét.

Az említett mintacsoport-átsorolások és az új gyűjtések szükségessé teszik az eredmények összefoglalását.

2. A börzsönyi vulkanitok magnetosztatigráfiája

Az egységesen középső miocén (bádeni) korú börzsönyi vulkáni összletet három rétegtani egységre tagoljuk [BALLA 1977]:

1. Alsó alösszlet, közvetlenül a feküüledékekre települve: hegységperemi, *külső vulkángyűrű* [peröcsényi (P), kátori (Ká), nógrádi (V), magyarkúti (Mk), Börzsönyligeti (Bl), pusztatoronyi (Pt) vulkán]. A hegység belsejében nagy vastagságú (max. 500 m) átmeneti vulkáni—üledékes szakaszként fejlődött ki [BALLA—KÖRPÁS 1979].

2. Középső alösszlet, a hegység belsejében a nagy vastagságú átmeneti vulkán—üledékes szakaszra települve: a központi boltozattal kapcsolatos *belső vulkángyűrű* [sóhegyi (S), nagykoppanyi (N), hegyeshegy (H), gallai (G) és kopaszhegyi (V) vulkán]. Szubvulkáni fáciesbe tartozik az irtáspusztai kiemelkedés (Ipk) üledékeit áttörő valamennyi intrúzió és a feketepataki kaldera (Fpk) fenekén előjövő intrúziók többsége.

3. Felső alösszlet, a hegység belsejében a középső, az É-i és K-i hegységperemen pedig az alsó alösszletre települve: hegyháti—magasbörzsönyi (Hh—Mb) *kettős szomma-vulkán*.

A fenti rétegtani vázlat egyes elemei a korábbi összefoglalásunk alapját képező felfogáshoz viszonyítva módosultak vagy teljes egészükben újak, ami az 1977. előtt nyert paleomágneses irányok zónabesorolásának megváltoztatását igényli. Az 1977-től vett mintákat már e vázlat alapján minősítjük.

Az 1977 előtti minták újraértékelése

A Börzsöny DK-i részén vett pozitív mágnesezettségű mintacsoportokat most az alsó alösszletből származtatjuk (1. ábra), ezen belül a 34., 51. és 56. számút a pusztatoronyi (Pt) és a 48—50. számút a börzsönyligeti (Bl) vulkán anyagából. Rétegtani helyzetük alapján az N_1 szintbe sorolandók, ugyanoda, ahova a K-i hegységperem mintacsoportjai (2. táblázat).

A magasbörzsönyi rétegvulkántól (Mb) DK-re gyűjtött pozitív mintacsoportok helyzete változatlanul kérdéses. Figyelembe véve, hogy ez a terület a vulkáni összlet alsó, átmeneti vulkáni—üledékes szakaszának vastagságcsökkenési (Ny-ról K-re) övébe esik, valószínűbbnek látjuk, hogy az N_1 szintbe tartoznak, a nógrádi Vár-hegy (17.) analógjaként. A velük egy területen előforduló képződményekből vett negatív mágnesezettségű 29. és 44. mintacso-

portot már az R_1 szintbe soroljuk, az irtáspusztai kiemelkedés (Ip_k) egységes negatív feltjának leszakadó K-i nyúlványaként.

Az irtáspusztai kiemelkedéstől (Ip_k) ÉNy-ra vett 1–2. és 7. pozitív mintacsoportot a magasbörzsönyi rétegvulkánnak (Mb) a börzsönypataki kaldera (Bpk) által behorpasztott DNy-i szektorából származtatjuk s változatlanul az N_2 szintbe soroljuk.

A 10. és 80. mintacsoportot a *hegyeshegyi kürtőkitöltés* (H) valószínűsítésével és helyzetének a börzsönypataki kaldera (Bpk) É-i peremén való rögzítésével [BALLA—KORPÁS 1979] a középső alösszletnek megfelelő R_1 szintbe soroljuk át, s feltételezzük, hogy a magasbörzsönyi rétegvulkán (Mb) Ny-i lábzata mentén keskeny sávban vagy apró foltokban e képződmények ÉÉK felé is nyomozhatók lennének. Ebből kiindulva az R_1 szintbe soroljuk át a 81. mintacsoportot is.

A *feketepataki eróziós kaldera* (Fpk) rétegsorának megismerésével [BALLA—KORPÁS 1979] kiderült, hogy a 9., 74. és 76. mintacsoport a középső alösszlet szubvulkáni fáciesébe tartozó képződményekből származik, vagyis az R_1 szintbe sorolható. Így megszűnt az R_2 szint kijelölésének alapja, s a magnetosztatográfiai vázlat $N_1R_1N_2$ alakra redukálódott.

Az 1977 évi minták értékelése

A magasbörzsönyi vulkanitok (Mb) továbbmintázása előtt kettős feladat állt: kiterjeszteni a korábban csak a D—DK-i lejtőre koncentrált mintázást a szembenlevő É—ÉNy-ira s ezzel meggyőződni arról, hogy a csapás mentén követett rétegcsoporthoz a mágnesezettség állandó marad. A feladatot mindkét vonatkozásban megoldottuk, s jelenleg a *magasbörzsönyi rétegvulkán* (Mb) felső, mintegy 150–200 m vastag rétegcsoporthoz egységes pozitív mágnesezettségét egyértelműen bizonyítottuk (90., 92., 94., 96., 101–105.). A *kurucbérci kürtőkitöltés* (K) és a sugárirányú telérek közül csak egy-egy mintacsoport (132. és 88.) adott használható eredményt; megerősítették a korábbi képet, mely szerint a kürtőkitöltés és a radiális telérek anyaga ugyanolyan mágnesezettségű, mint a rétegvulkáni felépítmény, tehát a vulkányszerkezeti helyzet mellett szintén alátámasztja genetikai összetartozásukat.

A *hegyháti szomma* (Hh) anyagát a pozitív 99. mintacsoport képviseli, összhangban azzal a feltételezésünkkel, hogy a hegyháti és magasbörzsönyi egység kettős szomma-vulkánt képez, ezért ezt a mintacsoportot az N_2 szintbe soroljuk.

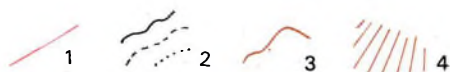
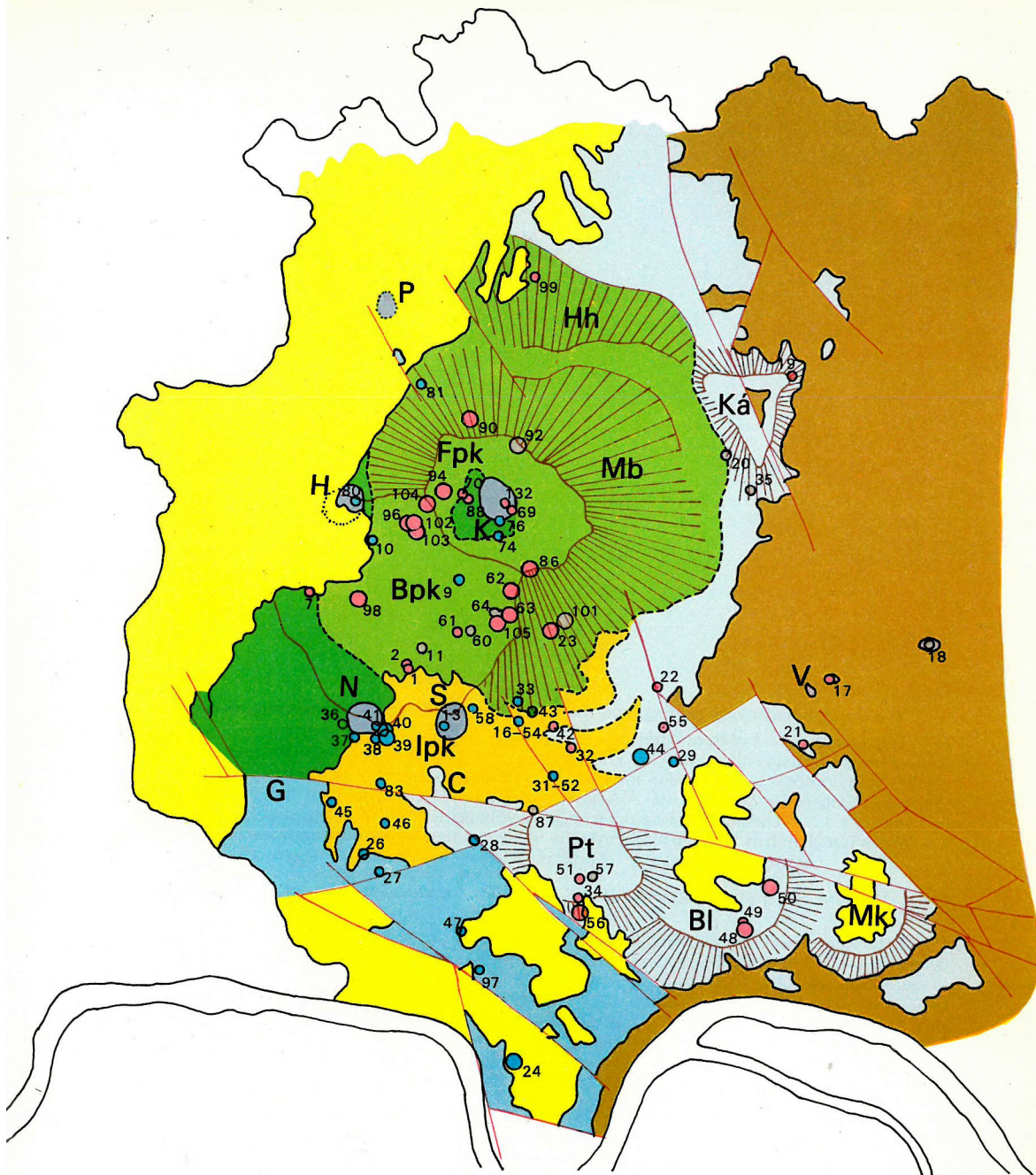
A *börzsönypataki kalderából* (Bpk) vett újabb mintacsoport (98.) is pozitív, a szomszédos 1–2. és 7. számúakkal egyezően. Így helyzetét is azonosnak tekintjük azokéval s az N_2 szintbe soroljuk.

Az irtáspusztai kiemelkedéstől (Ip_k) D-re negatív mintacsoportok (47. és 24.) jelentek meg az egységesen pozitív pusztatoronyi—börzsönyligeti (Pt—Bl) vulkánoktól Ny-ra. Ellenőrzésképpen vettük a két régebbi között a 97. mintacsoportot, amely szintén negatív mágnesezettségűnek bizonyult, igazolva, hogy az R_1 szint közei D felé folyamatosan követelték.

Az újabb adatok tehát teljes mértékben beilleszthetők a korábbi vizsgálatok nyomán kialakult képbe, sőt azt pontosabbá teszik, előrejelítve egy mágneses szinttérkép elkészítésének lehetőségét.

3. A dunazugi vulkanitok magnetosztatográfiaja

A Dunazug-hegység 1977. évi újratérképezése (Magyar Állami Földtani Intézet—Eötvös Loránd Geofizikai Intézet) nyomán nagy vonalakban tisztázódott a vulkányszerkezeti kép [BALLA—CSONGRÁDI—KORPÁS 1977]. Két fő, köztanilag és vulkanológiailag jól elkülönülő



13a ○
13b ○
14a ○
14b ○
14c ○

0 5 10 km

1. ábra. A Börzsönyi paleomágneses mintacsoportok helyzete a vulkánotektonikai képen

1 — Törésvonal; 2 — Földtani határ: a — követett, b — feltételezett, c — fedett; 3 — Eróziós kalderaperem; 4 — Rétegvulkáni kúp lejtómaradványa; 5 — Üledékes fedőösszlet (bádeni); 6 — Kürtökitöltés vagy fontosabb szubvulkáni intrúzió; 7 — Felső alösszlet; 8 — Középső alösszlet; 9 — Felosztatlan középső-alsó alösszlet; 10 — Alsó alösszlet; 11 — Nagyvastagságú vulkáni-üledékes átmeneti tagozat; 12 — Üledékes feküösszlet (rupéli—alsóbádeni); 13 — Paleomágneses mintavételi pont: a — biztos rétegtani helyzetű képződményen, b — bizonytalan helyzetű képződményen; 14 — Remanens mágnesezettség: a — pozitív (N), b — átmeneti, c — negatív (R)

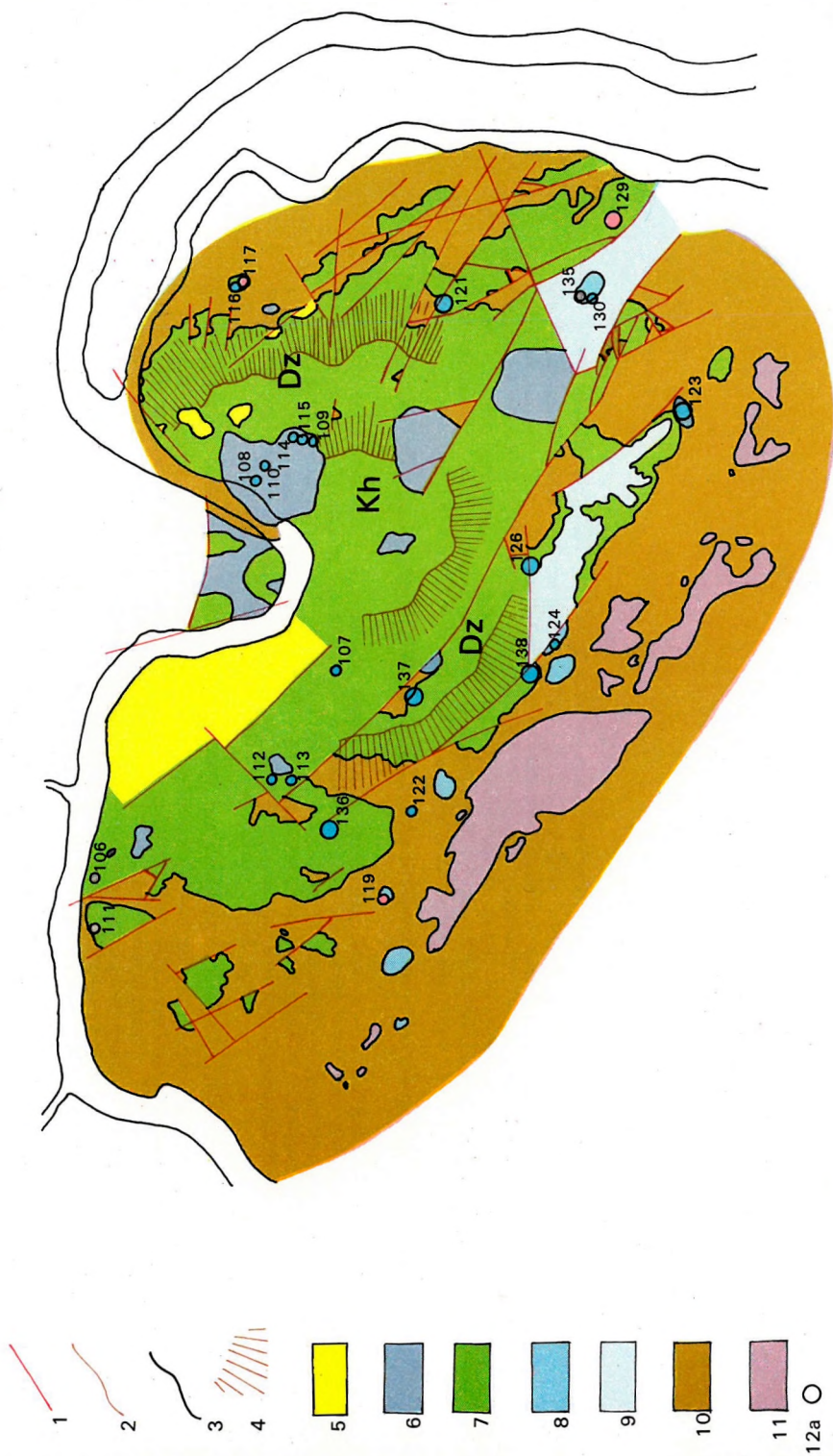
Fig. 1. Position of the paleomagnetic sample groups for the Börzsöny Mts. in the volcano-tectonic picture

1 — Fault line; 2 — Geologic boundary: a — traced, b — assumed, c — covered; 3 — Erosion caldera rim; 4 — Remnant slope of a stratovolcanic cone; 5 — Sedimentary cover (Badenian); 6 — Plugs or significant subvolcanic intrusion; 7 — Upper subformation; 8 — Middle subformation; 9 — Undivided middle—lower subformation; 10 — Lower subformation; 11 — Thick volcanic—sedimentary transitory formation; 12 — Sedimentary formation underlying the volcanoes (Rupelian—Lower Badenian); 13 — Paleomagnetic sampling localities; a — from a stratigraphically identifiable formation, b — from an uncertain formation; 14 — Remanent magnetization: a — normal (N), b — intermediate, c — reserve (R)

Фиг. 1. Пункты отбора палеомагнитных проб на фоне вулcano-тектоники Бёржёнских гор

1 — Разрывное нарушение; 2 — Геологическая граница. а — прослеженная, б — предполагаемая, в — закрытая; 3 — Эрозионный край кальдеры; 4 — Остатки склонов вулканического конуса; 5 — Толща перекрывающих отложений (баденский ярус); 6 — Некк или важная для структуры субвулканическая интрузия; 7 — Верхняя подсвета; 8 — Средняя подсвета; 9 — Нерасчлененные средняя—нижняя подсветы; 10 — Нижняя подсвета; 11 — Вулканогенно-осадочная толща переходная значительной мощности; 12 — Толща подстилающих отложений (рупельский—баденский ярусы); 13 — Точка отбора палеомагнитных проб: а — из вулканитов надежного стратиграфического положения, б — из вулканитов неясного стратиграфического положения; 14 — Остаточная намагниченность: а — положительная (N), б — переходная, в — отрицательная (R)

0 5 10 km



2. *dbra.* A dunazugi paleomágneses mintacsoporthok helyzete a vulkánitektonikai képben

1 — Törésvonal; 2 — Eróziós kalderaperem; 3 — Földtani határ; 4 — Rétegvulkáni kúp lejtőmaradványa; 5 — Üledékes fedőszövet (bádeni); 6 — Szubvulkáni andezit; 7 — Andezites rétegvulkáni összlet; 8 — Szubvulkáni dácit; 9 — Dácitos rétegcsoport; 10 — Üledékes fektetőszövet (rupelli-alsobádeni); 11 — Triász mészkő-dolomit; 12 — Paleomágneses mintavételi pont; a — biztos rétegtani helyzetű képződményen, b — bizonytalan helyzetű képződményen; 13 — Remanens mágneszettség; a — pozitív (N), b — átmeneti, c — negatív (R)

Fig. 2. Position of the paleomagnetic sample groups for the Dunazug Mts. in the volcano-tectonic picture

1 — Fault line; 2 — Erosion caldera rim; 3 — Geologic boundary; 4 — Remnant slope of a stratovolcanic cone; 5 — Sedimentary cover (Badenian); 6 — Subvolcanic andesite; 7 — Andesitic stratovolcanic beds; 8 — Subvolcanic dacite; 9 — Dacitic beds; 10 — Underlying sediments (Rupelian-Badenian); 11 — Triassic limestone-dolomite; 12 — Paleomagnetic sampling locality: a — from a stratigraphically identifiable formation, b — from an uncertain formation; 13 — Remanent magnetization: a — normal (N), b — intermediate, c — reverse (R)

Фиг. 2. Пункты отбора палеомагнитных проб на фоне вулканотектоники Дунаугских гор
1 — Разрывное нарушение; 2 — Эрозионный край кальдеры; 3 — Геологическая граница; 4 — Остатки склонов вулканического купола; 5 — Толща перекрывающих отложений (баденский ярус); 6 — Субвулканические андезиты; 7 — Стратовулканическая толща андезитового состава; 8 — Субвулканические дациты; 9 — Дацитовая толща; 10 — Толща подстилающих отложений (рупельский—баденский ярусы); 11 — Триасовые известняки—доломиты; 12 — Точка отбора палеомагнитных проб: а — из вулканитов надежного стратиграфического положения, б — из вулканитов неясного стратиграфического положения; 13 — Остаточная намагниченность: а — положительная (N), б — переходная, в — отрицательная (R)

egység jelölhető ki: a DNy-i peremen húzódó „dácitos” extrúzió-sor és a hegység főtömegét elfoglaló andezites kettős szomma-vulkán: a külső, idősebb dunazugi (Dz) és a belső, fiatalabb keserűshegyi (Kh) vulkán együttese (2. ábra). A „dácitos” kőzetek a rétegsor alsó részén, de nem legalján fordulnak elő s ÉK felé gyorsan kiékelődnek.

A dunazugi mintacsoportok döntő többsége negatív mágnesezettségűnek bizonyult; a kőzetek zöme a szubvulkáni fáciesbe tartozik s a fekvővonalától éfelt 300–500 m-ig fordul elő, az idősebb, dunazugi rétegvulkán (Dz) maradványait képező szomma-gyűrű anyagát áttörve. Ugyanilyen negatív mágnesezettségűek a vulkáni összetétel fekvővonalának közelében tufából vagy tufitból vett mintacsoportok (136–138.) is. Mindeme képződményeket egy és ugyanazon dunazugi R₁ szintbe soroljuk, amelybe az itteni vulkáni összetételnek legalábbis az alsó része tartozik.

Pozitív mágnesezettségű a DNy-i peremi „dácitos” sáv ÉNy-i részén vett 119. és a szentendrei sülyedékben tufitból vett 129. mintacsoport. Mindkettő helyzete bizonytalan; valószínűnek látjuk, hogy az R₁ alatti bázisszintbe tartoznak.

Nyitott kérdés maradt a központi helyzetű, tehát legfiatalabb, keserűshegyi andezites rétegvulkán (Kh) kőzeteinek mágnesezettsége, mivel ezekből nem vettünk mintákat. Láva-padok feltűnő hiánya miatt a dunazugi paleomágnese rétegsor tisztázása csak a piroklasztikumok mintázásával lesz elérhető.

4. Az átmeneti mágnesezettség problematikája

A mágnesezés szintbeosztás kidolgozásához és a szinttérkép szerkesztéséhez felhasznált pozitív és negatív mágnesezettségű mintacsoportok mellett a Börzsönyben és Dunazugban szép számban fordulnak elő átmeneti mágnesezettségűek is. Átmenetinek általában azokat az irányokat tekintik, amelyeknek a $+60^\circ$ és -60° szélességek közé eső virtuális pólusok felelnek meg. Ez a meghatározás elméletileg nincs megalapozva, és a paleomágnese megfigyelésekből nem lehet általánosan érvényes határt húzni az évszázados változás és a térfordulás okozta irányeltérések közé.

A Börzsöny és a Dunazug vulkanitja közül átmeneti mágnesezettségűnek tekintjük azokat, amelyekből a meghatározott virtuális pólusok (3. ábra) a $+50^\circ$ és a -50° szélességek közé esnek. Ezt a megfontolást az alábbi okok miatt tettük:

a) A börzsönyi—dunazugi kőzetmintákból meghatározott virtuális pólusok gyakorisága $\pm 50^\circ$ -nál kisebb szélességeken ugrásszerűen csökken.

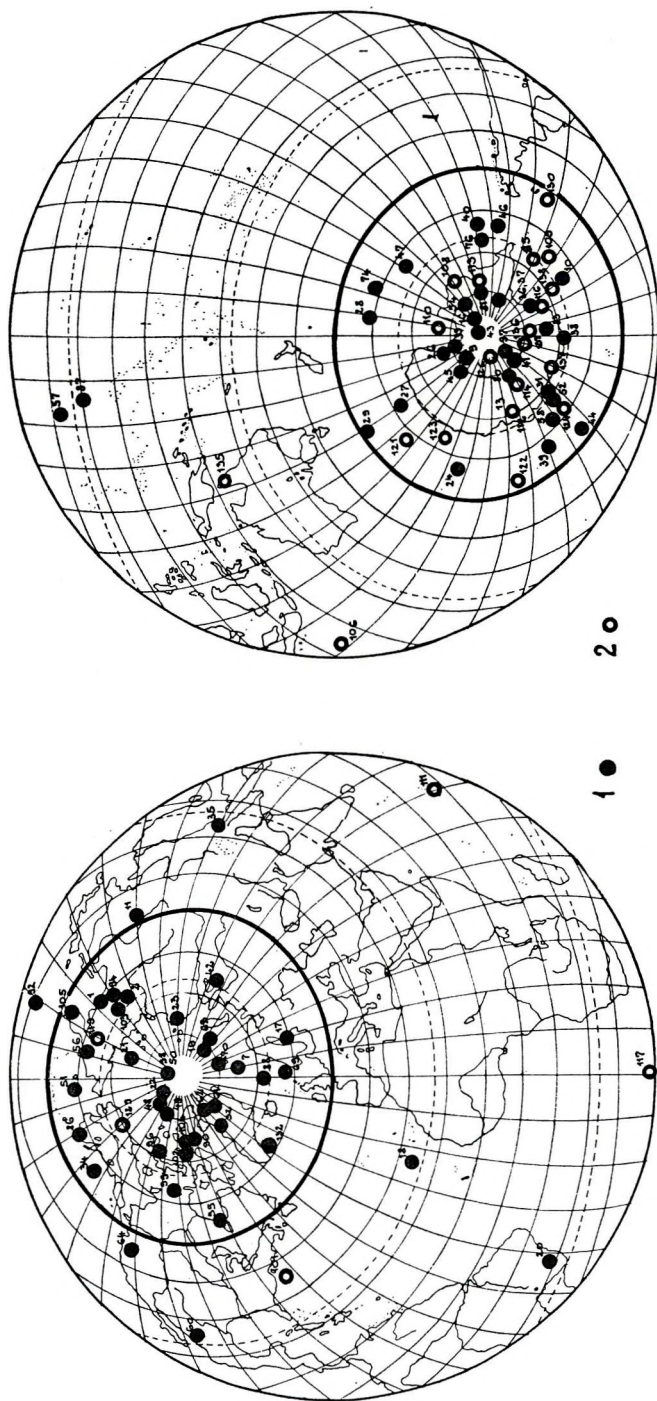
b) Egyedi mintavételi helyekre vonatkozó irányokat utólagos 20–30°-os kibillenések is módosíthatják. A mozgások mértékét pontosan nem ismerjük, ezért iránykorrekciót nem végezhetünk. A kibillenések hatására azonban a különben csak az évszázados változásból származó irányszórás megnövekszik.

A térfordulások jelentős irányváltozással járó időtartama kb. 2000 év; ez igen rövid a stabil mágnesezés időszakokéhoz képest, amelyek a neogénben átlagosan kb. 200 000 évig tartottak [McELHINNY 1973]. Az átmeneti irányok részaránya ezért — egy időszakot egyenesen kitöltő vulkáni működés és reprezentatív mintavétel esetén — legfeljebb néhány százalék. A Börzsöny- és a Dunazug-hegységben az átmeneti irányok részaránya 14,4%. Mivel majdnem száz eredményes meghatározásunk van, a sok átmeneti irányra külön magyarázat szükséges, amire az alábbi lehetőségeket látjuk:

1. Az utólagos kibillenések helyenként a feltételezettnél nagyobb mérvűek.

2. A jelentős irányváltozásnak kb. 2000 évre becsült időtartama nem általános érvényű, ennek többszöröse is lehetséges.

3. A börzsönyi—dunazugi vulkáni működés intenzívebb volt az átmeneti időszakokban.



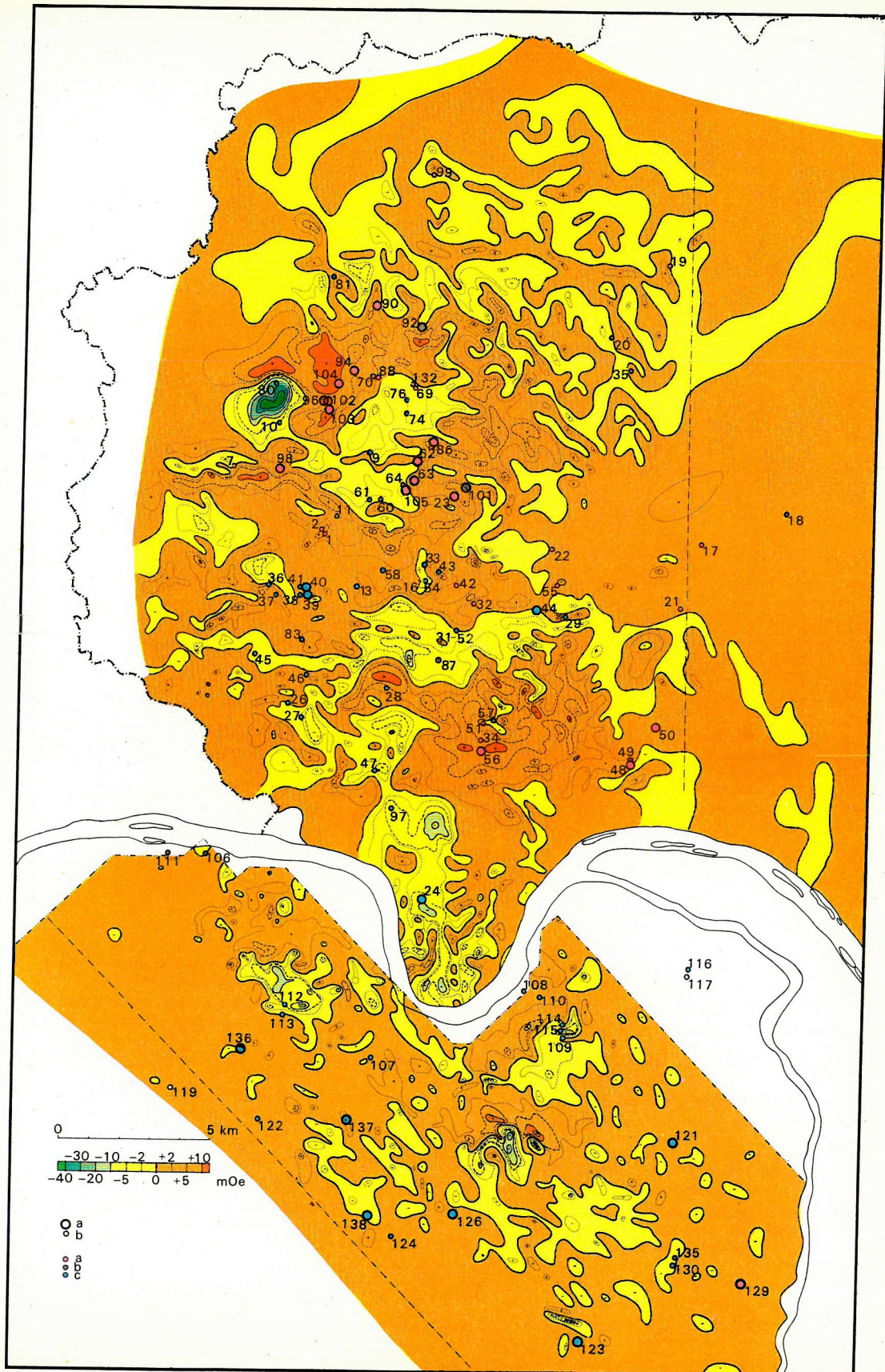
3. ábra. Virtuális pólusok; Börzsöny–Dunazug-hegység
1— Börzsönyi mintacsoport; 2— dunazugi mintacsoport

Fig. 3. Virtual poles; Börzsöny–Dunazug Mts.

1— Samples from the Börzsöny Mts; 2— Samples from the Dunazug Mts.

Фиг. 3. Виртуальные полюсы; Бёржёнские и Дуназугские горы.

1— Группы проб из Бёржёнских гор; 2— Группы проб из Дуназугских гор



4. ábra. A Börzsöny- és a Dunazug-hegység légimágneses ΔT -térképe paleomágneses mintavételi pontokkal. Repülési magasság 50 m (KOMÁROMY I.-HOFFER E. térképe alapján)

1 — Paleomágneses mintavételi pont: a — biztos rétegtani helyzetű képződményen, b — bizonytalan helyzetű képződményen; 2 — Remanens mágnesezettség: a — pozitív (N), b — átmeneti, c — negatív (R)

Fig. 4. Aeromagnetic ΔT map of the Börzsöny and Dunazug Mts. with paleomagnetic sampling localities. Flight height 50 m (after KOMÁROMY and HOFFER)

1 — Paleomagnetic sampling localities: a — from a stratigraphically identifiable formation, b — from an uncertain formation; 2 — Remanent magnetization: a — normal (N), b — intermediate, c — reverse (R)

Фиг. 4. Аэромагнитная карта ΔT Бёржёнського и Дуназугского горных массивов. Высота полета 50 м. Составлена на основе карты И. КОМАРОМИ и Э. ХОФЕРА

1 — Точка отбора палеомагнитных проб: а — из вулканитов надежного стратиграфического положения, б — из вулканитов неясного стратиграфического положения; 2 — Остаточная намагниченность: а — положительная (N), б — переходная, с — отрицательная (R)

A börzsönyi—dunazugi átmeneti irányokat adó képződmények egymásutánját nem ismerjük. Ugyancsak kevés az ismeretünk az egyes térfordulások menetéről, ezért az átmeneti irányokban rejlő finom korrelációs lehetőséget ma még nem tudjuk kihasználni.

A Dunazug-hegységben két helyen észleltük, hogy egyazon szubvulkáni test két pontján a mágnesezettség iránya különböző, ezek a következők:

1. Csódi-hegy: a 116. csoport negatív, a 117. pedig átmeneti mágnesezettségű.

2. Bükkös-patak, Kékkút bánya: a 130. csoport negatív, a 135. pedig átmeneti mágnesezettségű.

Ebből arra következtetünk, hogy a szubvulkáni testek teljes kihűlésének időtartama összemérhető egy-egy térfordulási időszak időtartamával.

5. A dunazugi és a börzsönyi mágneses szintek párhuzamosítása

A dunazugi és a börzsönyi mágneses szintek azonosítását a paleomágneses eredmények és légimágneses térkép (4. ábra) összevetésével kíséreljük meg, mivel a két paleovulkánt elválasztó délbörzsönyi területen az erős fedettség miatt a földtani szintkövetés igen bizonytalan. Az irtáspusztai kiemelkedéstől (Ipk) délre a Börzsönyben és az egész Dunazug-hegységben a kontrasztos anomáliák javarésze negatív, némelyek közülük É—D irányitottsággal. Ez önmagában véve is arra mutat, hogy a területen negatív mágnesezettségű kőzetek vannak. A börzsönyi paleovulkán centrumának részét képező irtáspusztai kiemelkedéstől (Ipk) összefüggő, közel É—D-i negatív anomáliásáv húzódik a Dunáig, ahol már a balparton is a dunazugi paleovulkán maradványai vannak [BALLA—CSONGRÁDI—KORPÁS 1977]. E negatív anomáliásáv területén és környékén vett paleomágneses mintacsoportok mágnesezettsége kivétel nélkül negatív. Kézenfekvő tehát az irtáspusztai kiemelkedéseken (Ipk) biztosan jelenlevő börzsönyi R_1 szintet a már a Duna-balparton megjelenő (24) dunazugi R_1 szinttel párhuzamosítanunk. Ebből az is következik, hogy a börzsönyi N_1 és a dunazugi N_1 is azonos (5. ábra), bár az utóbbi kijelölése kevésbé biztos. Kérdéses a börzsönyi N_2 szint dunazugi jelenléte, esetleg a keszérushegyi rétegvulkán anyagában, amelyből eddig nem vettünk mintát.

A légimágneses térképen (4. ábra) zárt gyűrűszerű pozitív anomáliacsoportokkal jelentkeznek a magasbörzsönyi (Mb) és a pusztatoronyi (Pt) vulkán maradványai (1. ábra). A paleomágneses vizsgálatok szerint mindkettő pozitív remanens mágnesezettségű kőzetekből áll. Az eddig említett területek; ahol a mágneses anomáliák, továbbá a paleomágneses és a földtani adatok egybeesése megfelelő volt, a börzsönyi és a dunazugi vulkáni hegyvidéknek legalább a felét teszik ki. Ennek alapján e három adatcsoport segítségével kísérletet teszünk *mágneses szinttérkép* (6. ábra) szerkesztésére.

E szinttérkép csak a vulkáni összletre vonatkozik; kisvastagságú üledékekkel fedett vulkanitokat még minősítettünk (Dél-Börzsöny, Ny-i hegységperem). A szerkesztés során földtani adatokat az N_2/N_1 határ, továbbá a fekvővonal kijelölésénél és a Börzsöny északi harmadát felépítő vulkanitok minősítésénél vettünk figyelembe.

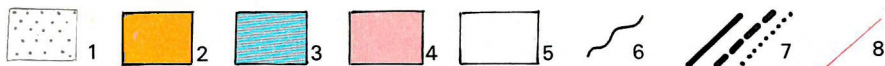
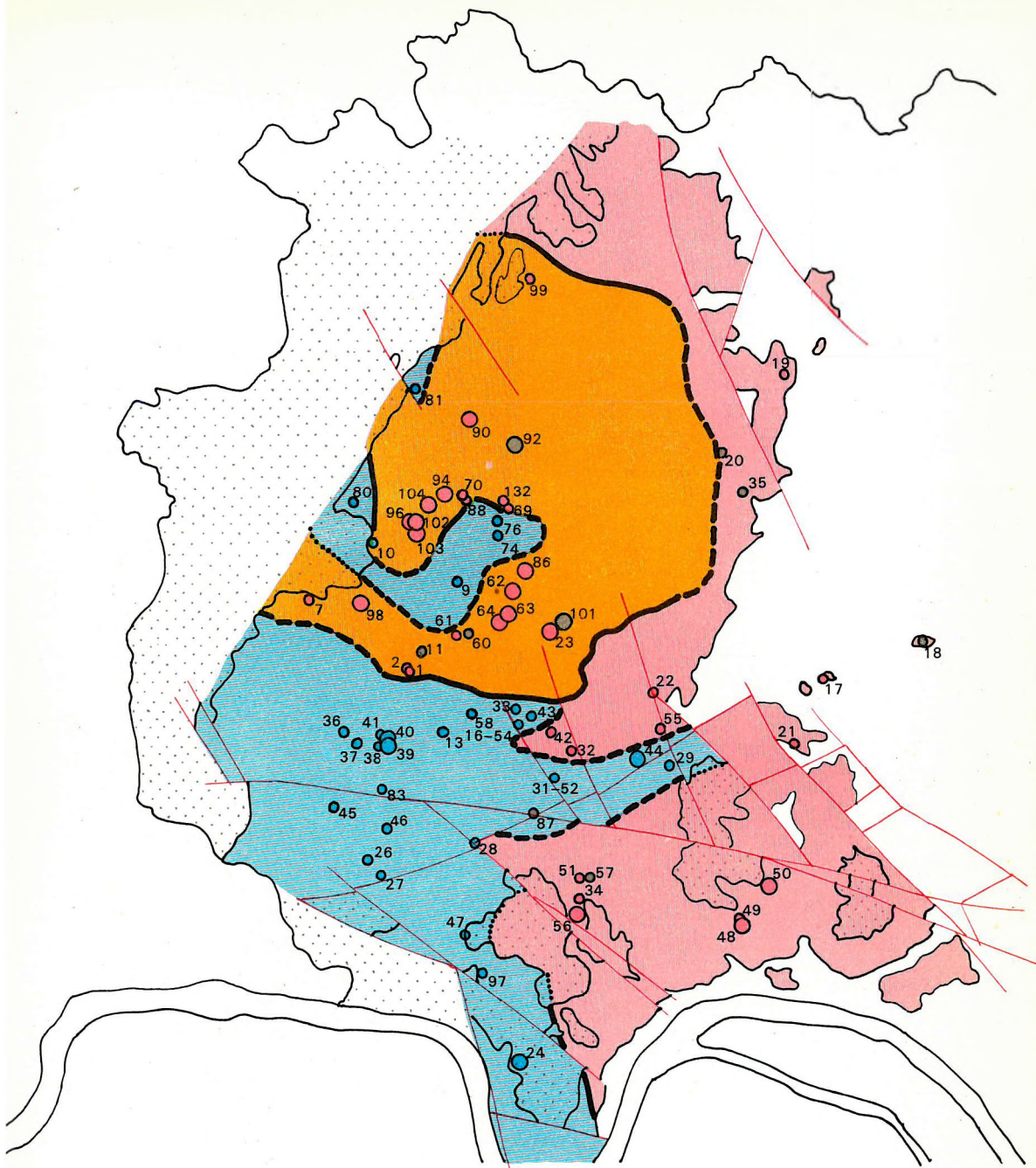
A mágneses anomáliakép kialakításában igen nagy szerepe van a szubvulkáni intrúzióknak, ezért a szinthatárok, legalábbis részben, nem rétegtani kontaktusokkal, hanem szubvulkáni intrúziók elterjedési területének körvonalalaival esnek egybe. A vázlatos földtani térkép (1. ábra) viszont éppen a szubvulkáni intrúziók elhagyásával készült, s a követett vagy feltételezett rétegtani határokat ábrázolja. Ezért a földtani térkép és a mágneses szinttérkép egyelőre jelentős eltéréseket mutat.

Az eltérések kiküszöböléséhez elsősorban arra volna szükség, hogy a földtani térképen elkülönítsük a szubvulkáni intrúziókat. Emellett azonban a paleomágneses mintavételi háló sűrítése is célszerű lenne, elsősorban azokon a területrészekben, ahol a szinthatárok bizonytalanok: az R_1 szint D-i, K-i és É-i nyúlványain.

Dunazug				Börzsöny			
Rétegtani egységek			mágneses szintek	Rétegtani egységek			mágneses szintek
összevonva	DNy-i dácitos sor	andezit-vulkán		összevonva	peremi részek	központi részek	
dunazugi rétegvulkáni összlet		<p>?</p> <p>↑</p> <p>késérőshegyi andezites rétegcsoport</p> <p>↓</p> <p>?</p>		N ₂		felső alösszlet	
			R ₁				
		dobogókői andezites rétegcsoport		R ₁		középső alösszlet	
	lomhegyi dácitos rétegcsoport						
			N ₁	N ₁	átmeneti vulkáni-üledékes tagozat	alsó alösszlet	
üledékes feküösszlet				üledékes feküösszlet			
				börzsönyi rétegvulkáni összlet			

5. ábra. A Börzsöny- és a Dunazug-hegység mágneses szintbeosztása

Megjegyzés: a dunazugi rétegvulkáni összlet bázisszintjei valószínűleg börzsönyi eredetű anyagból állnak, azonban egyelőre nem különíthetők el



9a ○
9b ○
10a ○
10b ○
10c ○

0 5 10 km

6. ábra. A Börzsöny-hegység mágneses szinttérképe
(előzetes vázlat)

1 — Üledékes fedőösszlet; 2 — Felső pozitív szint (N_2); 3 — Középső negatív szint (R_1); 4 — Alsó pozitív szint (N_1); 5 — Üledékes feküősszlet; 6 — Földtani határ; 7 — Mágneses szinthatárok: a — biztos, b — feltételezett, c — fedett; 8 — Törésvonal; 9 — Palomágneses mintavételi pont: a — biztos rétegtani helyzetű képződményen, b — bizonytalan helyzetű képződményen; 10 — Remanens mágnesezettség: a — pozitív (N), b — átmeneti, c — negatív (R)

Fig. 6. Map of the magnetic zones of the Börzsöny Mts. (preliminary sketch)

1 — Sedimentary cover; 2 — Upper normal zone (N_2); 3 — Middle reverse zone (R_1); 4 — Lower normal zone (N_1); 5 — Underlying sediments; 6 — Geologic boundary; 7 — Boundaries between magnetic zones: a — certain, b — assumed, c — covered; 8 — Fault line; Paleomagnetic sampling locality: a — from a stratigraphically certain formation, b — from an uncertain formation; 10 — Remanent magnetization: a — normal (N), b — intermediate, c — reverse (R)

Фиг. 6. Карта магнитных горизонтов Бёржёнских гор (предварительная схема)

1 — Толща перекрывающих отложений; 2 — Верхний положительный горизонт (N_2); 3 — Средний отрицательный горизонт (R_1); 4 — Нижний положительный горизонт (N_1); 5 — Толща подстилающих отложений; 6 — Геологическая граница; 7 — Границы магнитных горизонтов: a — надежные, b — предполагаемые, c — закрытие; 8 — Разрывное нарушение; 9 — Точка отбора палеомагнитных проб: a — из вулканитов надежного стратиграфического положения, b — из вулканитов неясного стратиграфического положения; 10 — Остаточная намагниченность: a — положительная (N), b — переходная, c — отрицательная (R)

IRODALOM

- BALLA Z. 1977: Helyzetkép a Börzsöny-hegység földtani felépítésére és ércesedésére vonatkozó adatok egységes értelmezéséről. Magyar Állami Fötvös Loránd Geofizikai Intézet 1976. évi jelentése, 20—37.
- BALLA Z. 1978: A Magas-börzsönyi paleovulkán rekonstrukciója. Földtani Közöny 108. 2, 119—136.
- BALLA Z.—CSONGRÁDI J.—KORPÁS L. 1977: Isztorija formirovanija i vozrast Berzsenszskogo i Dunazugszskogo paleovulkanov. Acta geologica, 21, 4, 379—407.
- BALLA Z.—KORPÁS L. 1979: A Börzsöny-hegység vulkáni szerkezete és fejlődéstörténete. Magyar Állami Földtani Intézet Évi jelentése 1978-ról. In press.
- BALLA Z.—MÁRTONNÉ SZALAY E. 1978: A börzsönyi vulkáni öszlet paleomágneses rétegsora. Magyar Geofizika XIX, 2, 51—59; 3, 114—120.
- McELHINNY, M. W. 1973: Paleomagnetism and plate tectonics. Cambridge University Press.

Z. BALLA*—E. MÁRTON*

MAGNETOSTRATIGRAPHY OF THE BÖRZSÖNY AND DUNAZUG MOUNTAINS

The Börzsöny and Dunazug Mts. in the Danube Bend above Budapest consist of M. Miocene (Badenian) andesitic volcanoes whose volcano-tectonic picture is still problematic. In their stratigraphic study paleomagnetic investigations have an ever increasing role.

The uniformly M. Miocene (Badenian) volcanic formation of the *Börzsöny Mts.* is divided into three stratigraphic units (Fig. 1).

1. Lower subformation, immediately overlying the sedimentary cover: in the mountain rim *outer volcanic ring* [Peröcsény (P), Kámor (Ká), Nógrád (V), Magyarkút (Mk), Börzsönyliget (Bl), Pusztatorony (Pt) volcanoes]. Inside the mountains the formation evolved as a thick (max. 500 m) transitory volcanic—sedimentary section.

2. Middle subformation, overlying—inside the mountains—the thick transitory volcanic—sedimentary section: *inner volcanic ring* connected to the central dome [Sóhegy (S), Nagykoppány (N), Hegyeshegy (H), Galla (G) and Kopaszhegy (C) volcanoes]. All the intrusions breaking through the Irtáspuszta elevation (Ipk) and the majority of those at the bottom of the Feketepatak (Fpk) caldera belong to the subvolcanic facies.

3. Upper subformation, overlying—inside the mountains—the middle one, in the mountain rim the lower one: Hegyhát—Magasbörzsöny (Hh—Mb) *double somma-volcano*.

The magnetostatigraphy was previously based on 61 groups of samples collected before 1977 from the Börzsöny Mts. [Z. BALLA and E. MÁRTON 1978], when four magnetic zones had been pointed out, from below upwards, as $N_1R_1N_2R_2$. According to the above-described stratigraphic picture magnetostatigraphy should be reduced to $N_1R_1R_2$ where the magnetic zones correspond to the substrata identified on a volcano-tectonic basis.

In the *Dunazug Mts.* two main, lithologically and volcanologically well-distinguishable, units can be found: the "dacitic" extrusion-chain at the SW rim and the andesitic double somma-volcano constituting the main massive, i.e. the ensemble of the outer, older Dunazug (Dz) and the inner, younger Keserűshegy (Kh) volcanoes (Fig. 2). "Dacitic" rocks lie at the lower, but not lowest, part of the section and rapidly pinch out north-eastwards.

The majority of "dacitic" extrusions, all subvolcanic intrusions penetrating the older Dunazug (Dz) stratovolcano not higher than 300–500 m above the underlying sediments and the tuffs and tuffites near the bottom of the stratovolcano (136–138) are of reverse magnetization. We classify all these formations within the same Dunazug zone R_1 containing at least the lower part of the local volcanic formations.

Sample group No. 119 from the NW part of the „dacitic” SW rim and No. 129 from the tuffite of the Szentendre basin are normally magnetized. The classification of both of them is uncertain, they probably belong to the basis level below R_1 .

The magnetization of the rocks of the Keserűshegy andesitic stratovolcano (Kh) has remained an open question because of lack of samples.

* Hungarian Geophysical Institute "Lorand Eötvös", Budapest.

Manuscript received: 13. 4. 1979.

38.	Szarvaskő	road cut	andesite	13	subvolcano	186.5	-42.5	5.2	-66.2	4.2
39.	Szarvaskő	road cut	andesite tuff	8	tuff bed	162.6	-31.2	10.0	-55.8	49.5
40.	Szarvaskő út	road cut	andesite tuff	6	tuff bed	219.0	-64.6	7.7	-63.7	277.3
41.	Szarvaskő út	road cut	andesite	10	subvolcano	174.1	-57.7	2.7	-79.5	45.2
42.	Ábrahám-kert	quarry	Amf/Bi-andesite	9	vein	36.4	+71.2	5.0	+66.5	75.8
43.	Pokol-völgy	quarry	Bi-dacite	7	vein	179.0	-68.8	7.6	-85.6	190.8
44.	Háras-alja	quarry	Bi-Amf-andesite	6	?	172.7	-22.7	14.6	-53.4	30.9
45.	Briezka	quarry	(Hip)/Bi-Amf-andesite	11	subvolcano	162.2	-66.7	8.5	-78.2	122.1
46.	Márianosztra	road cut	(Hip)/Bi-Amf-andesite	5	subvolcano	217.9	-61.9	13.2	-63.3	285.0
47.	Báscob	road cut	Amf/Bi-andesite	8	?	206.3	-79.7	6.1	-63.5	219.5
48.	Börzsöny-liget	quarry	andesite tuff	10	tuff bed	354.3	+57.8	4.7	+79.7	224.6
49.	Börzsöny-liget	quarry	Amf-andesite	5	?	369.5	+59.2	5.2	+79.1	246.4
50.	Hárto-kút	quarry	andesite tuff	10	tuff bed	1.9	+61.1	9.2	+84.1	185.0
51.	Pusztatorony	river bed	Bi-Amf-andesite	6	?	8.8	+31.6	14.2	+58.4	182.7
54.	Négyhányás	road cut	Amf/Bi-andesite	10	bed vein	184.7	-72.3	12.7	-80.0	213.7
55.	Királyrét	road cut	Bi-Amf-dacite	7	vein	318.5	+51.5	11.6	+55.1	277.4
56.	Korompa-patak	cliff	andesite tuff	4	tuff bed	15.3	+38.6	8.5	+61.1	168.4
57.	Pusztatorony	road cut	Amf-andesite	4	vein	30.8	-13.0	13.7	+29.1	163.3
58.	Nagy-Sas-hegy	road cut	Pir-andesite	8	vein	169.2	-36.2	7.4	-60.9	40.1
60.	Lajos-forrás	cliff	Pir-Amf-andesite	8	?	314.3	-3.6	8.2	+26.4	251.9
61.	Szénás-hegy	cliff	Pir-Amf-andesite	7	lava	344.1	+69.7	12.7	+78.5	324.0
62.	Korom-bérc	cliff	(Amf)/Pir-andesite	6	lava	334.3	+66.4	6.2	+73.0	301.7
63.	Nagy-Inóc	cliff	(Amf)/Pir-andesite	6	lava	13.3	+71.7	14.5	+78.2	57.2
64.	Ökrész-kert	cliff	(pir)/Amf-andesite	6	lava	333.8	+15.3	13.1	+44.2	236.5
69.	Csarna-patak	river bed	Amf-andesite	5	plug	335.8	+80.3	12.3	+64.1	1.2
70.	Német-kút	road cut	(amf)/Bi-dacite	3	vein	18.5	+78.0	12.6	+68.7	38.9
74.	Kuruc-patak	river bed	andesite	7	subvolcano	175.3	-85.0	10.5	-57.8	197.4
76.	Kurta-bérc	cliff	Amf-andesite	5	subvolcano	216.4	-65.9	8.2	-65.9	274.5
80.	Hegyes-hegy	quarry	(Hip)/Amf-andesite	6	plug	171.6	-57.5	13.8	-78.5	54.0
81.	Perőcsény	quarry	(Hip)/Amf-andesite	5	?	197.2	-69.1	4.8	-78.1	259.2
83.	Bezina	quarry	(Hip)/Amf/Bi-andesite	6	subvolcano	188.5	-50.1	6.4	-71.8	355.0
86.	Nagy-Hideg-hegy	cliff	Amf/Pir-andesite	8	lava	358.9	+23.8	5.2	+54.5	200.8
87.	Tolvajkút-árka	quarry	Amf/Bi-andesite	4	subvolcano	31.4	-29.9	9.1	+20.2	166.7

Q = Koenigsberger ratio

 α = radius of confidence circle at 95% level

Note: sample group No 52 is equal to No 31, therefore is not listed separately. Location of sample group No 54 is equal to location of No 16, but the samples are different, therefore listed separately.

Примечание: проба № 52 тождественна пробе № 31, поэтому в таблице отсутствует, проба № 54 взята с того же пункта, что и проба № 16, но не тождественна ей, поэтому в таблице приводится самостоятельно.

Table 11

Comparison of former ① and present ② magnetostratigraphy for the Börzsöny Mts.

Табл. II

Сопоставление прежних ① и новых ② датировок палеомагнитных проб, отобранных в Бёржёнских горах в 1971—76 гг.

①				②			
N ₁		R ₁	N ₂	R ₂	N ₁		N ₂
(17)			(1) (2) (7)				(1) (2) (7)
19	(18)		(11)	9 (10)		9 10	(11)
(21)	(20)	13 16			17	13 16	
					18		
					19	20	
			(22) 23		21 (22)		23
		(24) 26 27 28 (29) 31				(24) 26 27 28 (29) 31	
		33	(32)		(32)	33	
	(35)		(34)		34		
		36 37 38 39 40 41			35	36 37 38 39 40 41	
		43 (44) 45 46 (47)	(42)		(42)	43 (44) 45 46 (47)	
			(48) (49) (50) (51)		48 49 50 51		
		54	(55) (56)		(55) 56	54	
		58	(58)		(57)	58	(60)
				(60)			
			61 62 63 64 69 70				61 62 63 64 69 70
				(74) (76) (80) (81)		74 76 80 (81) 83	
		83					
			86		(87)		86
		(87)					

Numbers in brackets mean uncertain classification

Числа в скобках означают неопределённые датировки

Table III

Табл. III.

Main data of paleomagnetic samples collected in 1977, Börzsöny Mts.

Важнейшие параметры палеомагнитных проб, отобранных в Бёржёнских горах в 1977 г.

Sampling point			Sampled rock		magnetic parameters	Paleomagnetic data					
№	location		material	deposition		mean		α		virtual pole coordinates	
	name	exposure				D	I	Q	φ	λ	
88.	Pintér-bérc É	cliff	AmfPir-andesite	vein	8	9.1	343.2	+77.8	12.0	+69.4	0.0
90.	Csarna-patak Ny	cliff	PirAmf-andesite	lava	8	23.0	339.3	+61.4	14.2	+74.5	276.2
92.	Miklós-tető	cliff	andesite	lava	3	7.5	26.7	+6.9	8.7	+40.0	163.2
94.	Várkúti forrás	cliff	andesite	lava	4	22.0	1.4	+28.4	11.0	+60.2	141.1
96.	Magyar-hegy	cliff	andesite	lava	6	17.0	2.8	+343.2	12.3	+71.9	248.1
97.	Bószob	quarry	BiAmf-andesite	subvolcano	6	3.1	5.8	-60.9	4.7	-83.3	47.3
98.	Hegyeshegy-orom	cliff	andesite	lava	5	15.0	0.82	+62.1	11.8	+85.3	186.4
99.	Deszkás-patak	cliff	andesite	lava	10	13.0	2.3	+333.3	+49.2	+62.9	257.5
101.	Magas-Tax	cliff	andesite	lava	6	8.1	19.0	+297.0	+43.1	+36.1	287.4
102.	Tó-lak	cliff	andesite	lava	6	7.9	1.3	+337.7	+58.8	+71.9	269.5
103.	Templom-völgy	cliff	andesite	lava	7	27.0	1.1	+23.2	+49.4	+65.0	145.5
104.	Lófarú hegy	cliff	andesite	lava	6	18.0	1.2	+342.8	+61.2	+76.6	270.2
105.	Nagy-Inóc Ny	cliff	andesite	lava	8	6.9	2.8	+32.5	5.8	+53.9	157.7
132.	Hályagos-oldal	cliff	andesite	vein	9	14.0	1.8	+313.7	+70.8	+60.9	320.8

Table IV

Табл. IV.

Main data of paleomagnetic samples collected in 1977—78, Dunazug Mts.

Важнейшие параметры палеомагнитных проб, отобранных в Дунаzugских горах в 1977—78 гг.

Sampling point			Sampled rock			magnetic parameters		Paleomagnetic data				
№	location		material	deposition		magnetic parameters		mean		virtual pole coordinates		
	name	exposure				χ 10 ⁻⁴ cgs	Q	D	I		α	φ
106.	Hidegtelek-kereszt		quarry	vein	6	26.0	0.49	105.2	+15.0	8.7	-4.3	92.5
107.	Prépost-hegy K		quarry	subvolcano	8	13.0	2.2	180.3	-55.5	8.0	-78.0	17.8
108.	Dömösi út, 44 km		quarry	subvolcano	7	18.0	0.66	199.8	-73.9	8.8	-73.4	235.0
109.	Ördög-bánya		quarry	subvolcano	7	2.7	17.0	206.5	-53.7	3.1	-66.0	314.0
110.	Mátvás-hegy		quarry	subvolcano	7	19.0	0.38	171.6	-74.8	8.6	-75.7	182.5
111.	Szamar-hegy		quarry	vein	4	12.0	13.0	125.7	+32.9	4.7	-8.2	70.3
112.	Ördög küllője		quarry	subvolcano	6	14.0	3.3	162.8	-48.9	5.5	-67.6	61.2
113.	Disznós-hegy		road cut	subvolcano	8	8.7	36.0	196.2	-69.4	5.5	-78.5	256.4
114.	Apátkúti völgy		road cut	subvolcano	7	22.0	3.5	167.6	-54.1	4.9	-73.8	58.2
115.	Apátkúti völgy		quarry	subvolcano	8	4.0	43.0	193.2	-48.1	10.2	-68.6	307.9
116.	Csödi-hegy		quarry	subvolcano	7	7.6	0.30	192.8	-51.8	5.2	-71.7	342.4
117.	Csödi-hegy		quarry	subvolcano	7	9.0	0.46	192.6	+3.3	7.1	-39.2	2.6
119.	Pilisszentlélek		road cut	subvolcano	8	5.0	1.1	19.9	+44.0	13.2	+62.9	156.7
121.	Öregvíz-patak		cliff	andesite tuff	5	5.9	0.13	132.2	-63.1	16.6	-57.3	121.3
122.	Pilisszentlélek		cliff	Bi-andesite	8	3.2	1.0	150.4	-36.1	8.8	-53.3	69.9
123.	Csikóvárja		cliff	andesite	9	0.87	18.3	140.7	-60.0	6.0	-61.4	109.4
124.	Cser-forrás		road cut	Bi-andesite	6	2.3	1.2	172.4	-36.9	7.0	-62.0	34.2
126.	Bükkös-patak		cliff	pumiceous tuff	7	4.8	0.19	174.4	-63.1	14.9	-84.9	70.4
129.	Öregvíz-patak		cliff	pumiceous tuff	8	0.43	0.65	354.5	+46.8	14.2	+69.6	213.0
130.	Bükkös-patak		cliff	subvolcano	8	1.8	13.0	222.3	-47.2	4.9	-52.1	304.5
135.	Kékkúti bánya		quarry	andesite	5	3.8	3.4	74.9	-49.9	5.5	-13.2	140.4
136.	Hamvaskő		cliff	pumiceous tuff	8			186.1	-55.4	13.4	-77.2	356.0
137.	Miklós-forrás		road cut	pumiceous tuff	5			178.4	-45.4	13.3	-69.0	22.9
138.	Kanyargós-patak		road cut	pumiceous tuff	7			200.3	-47.4	8.5	-65.1	332.6

In the Börzsöny and Dunazug Mts. one frequently encounters *groups with intermediate polarity*. For such samples the virtual poles lie between latitudes $+50^\circ$ and -50° (Fig. 3). In connection with these samples it should be noted that:

- a) the relative frequency of magnetic poles determined from the Börzsöny–Dunazug rock samples shows a sudden decrease for latitudes less than $\pm 50^\circ$;
- b) the directions determined from individual samples could have been affected by tilts of some $20-30^\circ$. Since the magnitude of these movements is unknown, their effect cannot be compensated for. Due to these tilts the scatter due to secular variations further increases.

The duration of polarity transitions causing significant changes in orientation is about 2,000 years, this is very short compared with the stable magnetic epochs lasting, on an average, 200,000 years in the Neogene. Consequently, no intermediate directions could be present on more than a few per cent of all samples, assuming uniform volcanic activity through stable epochs and a representative sampling. For the Börzsöny and Dunazug Mts. the relative fraction of samples with intermediate polarity is 14.4%, out of almost one hundred successful determinations.

The following possible explanations for the great number of intermediate directions are given:

1. at certain places the subsequent tilts were greater than assumed;
2. polarity transitions were several times longer than the generally accepted 2,000 years;
3. the Börzsöny–Dunazug volcanic activity was more active during polarity transitions.

At two places in the Dunazug Mts. different magnetizations were found at two points of one and the same subvolcanic body:

1. Csódi Mt.: Group No. 116. reverse, No. 117. intermediate;
2. Bükkös creek, Kékkút mine: Group No. 130 reverse, No. 135 intermediate.

This implies that the time of total cooling down of subvolcanic bodies is comparable with that of the duration of polarity transition.

The correlation of the Dunazug and Börzsöny magnetic zones had to be based on a comparison of the paleomagnetic results with the aeromagnetic map (Fig. 4) because the South Börzsöny region separating the two paleovolcanoes is strongly covered thereby making geological correlation uncertain. South of the Irtápuszta elevation (Ipk) and in the entire Dunazug Mts. most of the outstanding anomalies are negative, some of them N–S oriented. This, in itself, implies that there are rock bodies of negative magnetization in the territory. Starting from the Irtápuszta elevation (Ipk), forming a part of the centre of the Börzsöny paleovolcano, there is a continuous nearly N–S oriented negative anomaly zone extending as far as the remnants of the Dunazug paleovolcanoes at the left bank of the Danube. Along this anomaly zone, and in its neighbourhood as well, all paleomagnetic sample groups are negatively magnetized. Thus, the R_1 zone of the Börzsöny Mts., being also present at the Irtápuszta elevation (Ipk), would correspond to the R_1 of Dunazug appearing already at the left bank of the Danube (No. 24). Consequently, the N_1 levels of the Börzsöny Mts. and of the Dunazug could also be identical (Fig. 5), although the latter is somewhat less certain. The N_2 zone of the Börzsöny Mts. has not yet been confirmed in the Dunazug; probably it exists in the Késérűshegy stratovolcano but this has still to be analysed.

On the aeromagnetic map remnants of the Magasbörzsöny (Mb) and Pusztatorony (Pt) volcanoes appear with groups of closed ring-like anomalies (Fig. 1.). According to paleomagnetic studies both consist of normally magnetized rocks. Those areas with fairly good correlation between magnetic anomalies and the paleomagnetic and geologic data amount to at least half of the Börzsöny–Dunazug volcanic mountain range. So, a preliminary magnetic zone map for the territory seems to be justified (Fig. 6).

The map shows the volcanic formations only, including volcanoes with thin sedimentary cover (S. Börzsöny, western rim). In the construction of the map geological information was used to define the N_2/N_1 boundary, the position of the overburden and to qualify the volcanites forming the northern part of the Börzsöny Mts.

Since the magnetic anomaly picture is strongly influenced by the subvolcanic intrusions, the boundaries between magnetic zones do not always coincide with stratigraphic contacts but rather with the extension of the subvolcanic intrusions. The geologic map of Fig. 1, however, was constructed without taking into account subvolcanic intrusions, it only shows stratigraphic boundaries – either followed or assumed. This explains the significant differences between the geologic map and the map of magnetic zones.

To eliminate these differences we should first of all delimit the subvolcanic intrusions on the geologic map. Of course, it would be even more important to have a more dense paleomagnetic sampling grid, primarily at those places where the magnetic boundaries are uncertain, i.e. at the southern, eastern and northern extensions of the R_1 level.

Dunazug Mts.				Börzsöny Mts.			
Stratigraphic units			magnetic zones	Stratigraphic units			magnetic zones
joined	SW dacitic chain	andesitic volcano		central parts	mountain rim	joined	
Dunazug stratovolcanic formation		? ↑ Keserűhegy andesitic beds ↓ ?		upper subformation			
			R ₁	middle subformation			
	Lomhegy dacitic beds	Dobogókő andesitic beds		transitory volcanic-sedimentary member		lower subformation	
			N ₁				
underlying sediments				underlying sediments			

Fig. 5. Magnetic zones of the Börzsöny and Dunazug Mts.

Note: basic zones of the Dunazug stratovolcanic formation probably consist of material originating from the Börzsöny Mts. At present they cannot be separated

Фиг. 5. Магнитные горизонты Бёржёнских и Дуназугских гор

Примечание: Базальные горизонты дуназугской стратовулканической толщи, вероятно, состоят из материала бёржёнского происхождения, но пока не могут быть выделены.

З. БАЛЛА — Э. МАРТОН

МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ БЁРЖЁНСКИХ И ДУНАЗУГСКИХ ГОР

Бёржёнские и Дуназугские горы, расположенные в колене Дуная севернее г. Будапешт, сложены вулканитами андезитового состава среднемиоценового (баденского) возраста; их вулканотектоника выясняется лишь в последнее время [BALLA—CSONGRÁDI—KORPÁS 1977]. Изучение стратиграфии проводится в настоящее время, главным методом становится палеомагнитный.

На основании данных по 61 группе проб, отобранных из Бёржёнских гор до 1977 года, нами разработана схема магнитостратиграфии [BALLA—MÁRTONNÉ 1978]. В течение 1977—1978 гг. нами увеличено количество проб из Бёржёни и впервые отобраны пробы из дуназугских вулканитов. На основании 75-и групп проб из Бёржёни (табл. 1, 3, фиг. 1) и 24-х из Дуназуга (табл. 4, фиг. 2) нами уточнена магнитостратиграфическая схема для Бёржёнских гор; с использованием аэромагнитной карты (фиг. 3) составлена карта магнитных горизонтов Бёржёни (фиг. 5) и скоррелированы магнитные горизонты Дуназуга с Бёржёнскими (фиг. 4).

Из прежней магнитостратиграфической схемы вида $N_1R_1N_2R_2$ для Бёржёни на базе новых геологических данных [BALLA—KORPÁS 1979] исключен самый верхний горизонт R_2 и схема сокращена до вида $N_1R_1N_2$. Большая часть вулканитов Дуназуга отнесена к горизонтам N_1R_1 (фиг. 4). Горизонт R_1 непрерывно прослежен из одного массива другой (фиг. 5), так что он может рассматриваться в качестве местного маркирующего горизонта.

APPROXIMATE GRAPHICAL AND NUMERICAL DETERMINATION OF DENSITIES CORRECTED FOR BOREHOLE DIAMETER

L. ANDRÁSSY*

Borehole diameters in exploratory drillings vary over a wide range. It should always be kept in mind that the gamma-gamma (density) logs recorded in such holes are seriously affected by the diameter; in view of this, the determination of densities is subject to great errors.

This paper presents approximate graphical and numerical solutions for borehole diameter correction and for determining the corrected densities. The mathematics will be sufficiently simple to allow for interpretation by desk-top computers and, also, to serve as a methodological basis for the development of a ρ -processor yielding borehole compensated values *in situ*.

ELGI's up-to-date Modelling Laboratory (with its comprehensive stock of models of natural rock constituents) enabled us to study experimentally the effect of borehole diameter on different kinds of sondes. The graphical and numerical relationships to be presented in the following have been derived on the basis of such measurements.

Performed on standard reference series of layers and in holes of different diameters, measurements have shown that the master curves of the sondes

$$N=f(\rho, d)$$

exhibit behaviour which differs depending on borehole diameter.

The connection between the slope m characterizing the master curve and diameter d is shown in Fig. 1. The connection is linear for both short and long probes.

Having determined the slopes m_{sh} and m_l for the short and long probes respectively, we studied the connection between the basis equation (ANDRÁSSY 1978) and borehole diameter. The basis equation can be written as

$$Y_{sh} - Y_l = (m_{sh} - m_l)\rho + (b_{sh} - b_l)$$

where Y_{sh} , Y_l are logarithms of the counts, normalized to water, measured by the short and long probes respectively;

$M = m_{sh} - m_l$ slope computed from the short and long probes;

$B = b_{sh} - b_l$ represents a constant computed from the ordinate-crossings of the short and long probes.

* Hungarian Geophysical Institute "Lorand Eötvös" (ELGI) Budapest.

Manuscript received: 10. 10. 1979.

As an example, Table I shows the m_{sh} , m_l and $B=b_{sh}-b_l$ values computed from the master curves of the KRGG-2-120-60sY type two-detector sonde:

Table I.

d	m_{sh}	m_l	$M=m_{sh}-m_l$	$B=b_{sh}-b_l$
86	-0.2872	-1.9621	1.6749	-1.7094
150	-0.2837	-1.8515	1.5678	-1.5596
214	-0.2781	-1.7315	1.4338	-1.4219

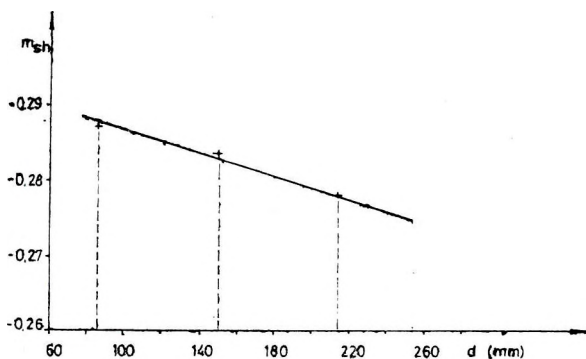
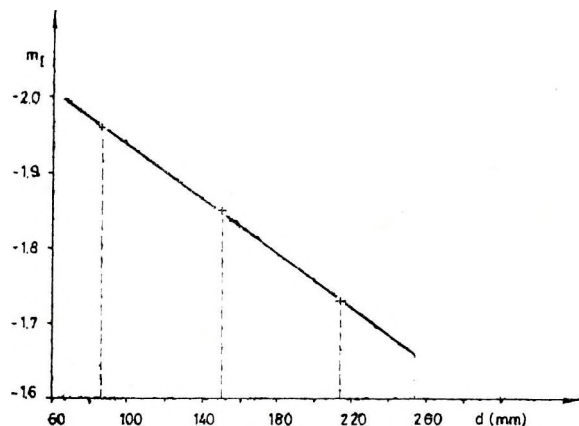


Fig. 1. Connection between borehole diameter (d) and slopes (m) of the master curves for the short and long sondes, respectively

1. ábra. Összefüggés a fúrólyuk-átmérő (d) és a hosszú, ill. a rövid szonda iránytangens értékei között (m_l , ill. m_{sh})

Рис. 1. Зависимость между диаметром скважины и значениями углового коэффициента длинных (m_l) и коротких зондов (m_{sh})

The dependence of the M factor on borehole diameter d is shown by Fig. 2. The broken line denotes the values of B .

The linear relations shown in Figs. 1 and 2 can be used for hole-diameter correction. For the computations we first have to adopt some standardizing conditions. Most sondes are generally applied in holes whose diameters range from $d=86$ mm to $d=214$ mm. We consider $d=150$ mm as the *basis diameter* and derive the corresponding basis equation. Next, we

determine the borehole diameter corrections $\Delta\rho$, for diameters smaller and greater, respectively, than $d=150$ mm.

Expressing the density from the basis equation for the $d=150$ mm case, we have

$$\rho = \frac{Y_{sh} - Y_l}{M} + 1 \quad (1.1)$$

where, by Table I, $M=1.5678$. The master curve of the sonde for $d=150$ mm is shown in Fig. 3.

The borehole diameter correction will be determined on the basis of the linear connection between slope M and diameter d .

Using the data obtained for borehole diameters greater or less than the basis diameter (test and routine measurements) in the above formula yields apparent density values ρ_{app} . It is obvious that the deviations between densities are due to the difference of borehole diameters—these are the borehole diameter corrections $\Delta\rho$ sought. For $d > 150$ mm, $\Delta\rho$ is positive, for $d < 150$ mm it is of negative sign.

Fig. 2. Connection between borehole diameter and the constants M and B figuring in the basis equation

2. ábra. Összefüggés a fúrólyukátmérő és a bázisegyenletben szereplő M és B értéke között

Рис. 2. Зависимость между диаметром скважины и значениями M и B в базисном уравнении

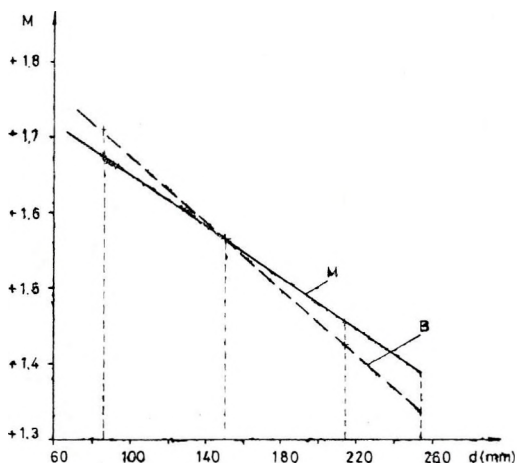


Figure 4. shows the relationship between density ρ , borehole diameter d and the correction $\Delta\rho$. Apparent densities are displayed on the horizontal axis, corrections on the vertical one. The parameter of the pencil of straight lines is the borehole diameter d . The limits corresponding to the density error $\Delta\rho = \pm 0.05$ g/cm³ are denoted by the dotted lines. Note that for the basis diameter $d=150$ mm the apparent density is equal to its diameter corrected value since the $\Delta\rho$ correction is evidently zero.

Let us now describe the above diagram mathematically. Generally, we proceed as follows. We determine the equations of any two different lines, say the two denoted by heavy lines in Fig. 4. In the present case the corresponding diameters are $d=86$ mm and $D=214$ mm.

$$\Delta\rho = -m_d\rho + b_d \quad (d=86 \text{ mm}) \quad (1.2)$$

$$\Delta\rho = +m_D\rho - b_D \quad (D=214 \text{ mm}) \quad (1.3)$$

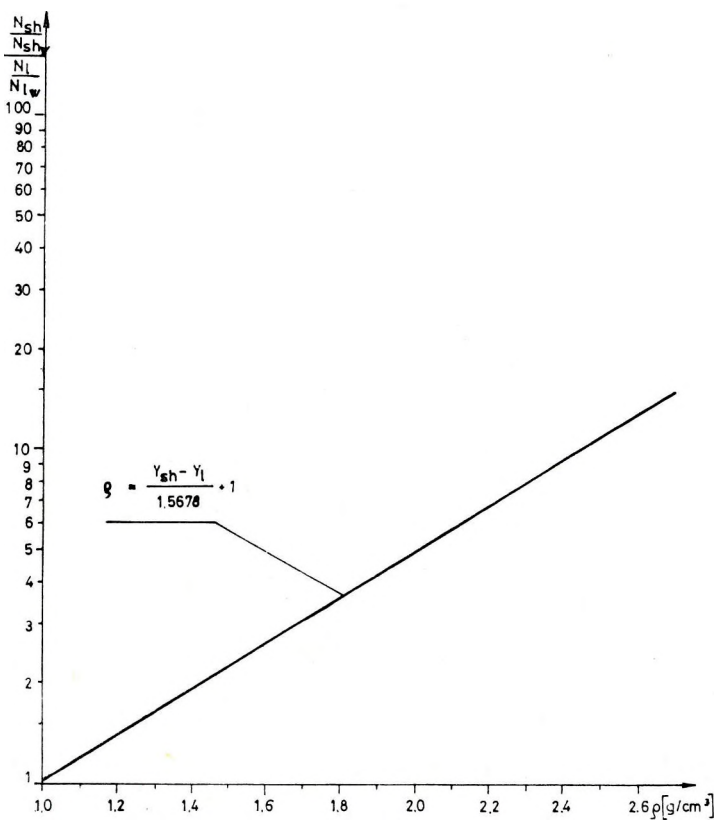


Fig. 3. Master curve of the two-detector KRGG-2-120-60 sY type sonde for borehole diameter $d=150$ mm

3. ábra. KRGG-2-120-60 sY típusú két-detektoros szonda hitelesítő görbéje $d=150$ mm-es átmérőre

Рис. 3. Аттестационная кривая двухдетекторного зонда типа KRGG-2-120-60 sY при диаметре скважины $d=150$ мм

The straight lines (1.2) and (1.3) cross the horizontal axis ρ_{app} at the respective points b_a/m_a and b_D/m_D . Because of the inherent error of the determined parameters, these abscissae could be slightly different. In such a case, we take their mean. For the above-mentioned sonde the abscissa becomes 1.2996 g/cm^3 .

Knowing the slopes m_a and m_D in Eqs. (1.2) and (1.3), and assuming a linear variation, we compute the increase of the slope for a change of 1 mm in the diameter:

$$\eta = \frac{m_D - (-m_a)}{D - d} \quad (1.4)$$

If we apply the tangent theorem for the triangle of Fig. 4 the borehole diameter correction $\Delta\rho$ becomes

$$\Delta\rho = (d - 150) \left[\frac{m_a + m_D}{D - d} \right] (\rho_{app} - \rho_{abs. cross}) \quad (1.5)$$

where

$$\rho_{abs. cross} = - \frac{m_D b_a + m_a b_D}{2m_a m_D}$$

The sign of $\Delta\rho$ can be either positive or negative, depending on whether d is greater or less than 150 mm.

For the above-discussed KRGG-2-120-60sY type sonde the algorithm of density determination is given by the combined form of Eqs. (1.1) and (1.5). Substituting the empirical parameters, we obtain the formula

$$\rho_{actual} = \left\{ \frac{Y_{sh} - Y_l}{1.5678} + 1 \right\} \pm (d - 150) \{ 0.001106(\rho_{app} - 1.2996) \} \quad (1.6)$$

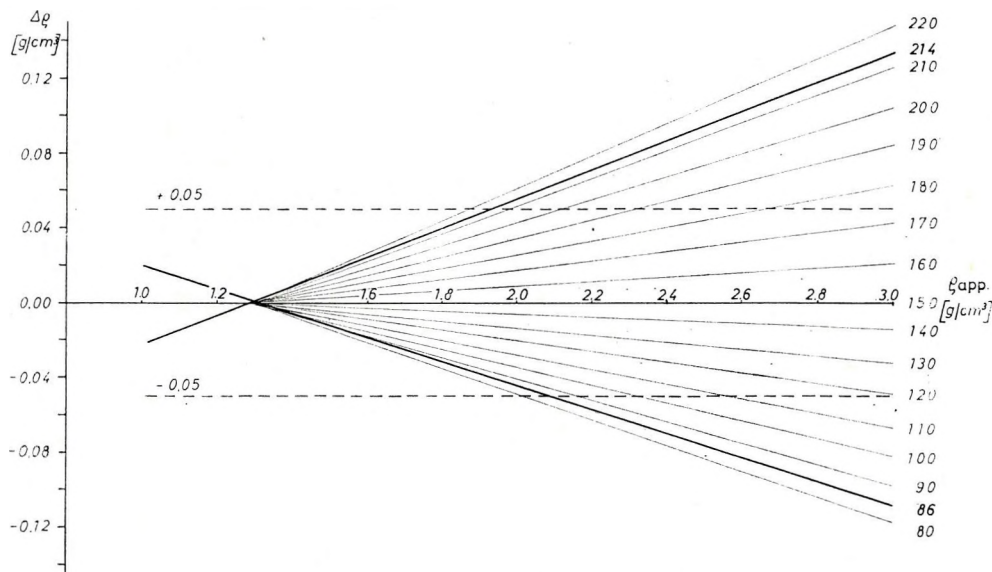


Fig. 4. Diagram for borehole diameter correction $\Delta\rho$

4. ábra. Diagram a $\Delta\rho$ átmérő korrekció meghatározására

Рис. 4. Диаграмма для определения коррекции на диаметр $\Delta\rho$

Practical examples

The practical application of the diagrams (Figs. 3, 4) and the numerical formula (1.6) will be shown by two examples. It will be assumed that the borehole diameter is the single quantity affecting the measured values.

Table 11

Layer No.	Caliper d [mm]	Graphically determined		Computed	
		ρ [g/cm ³]	$\Delta\rho$ [g/cm ³]	ρ [g/cm ³]	$\Delta\rho$ [g/cm ³]
1	138	2.18	-0.004	2.18	-0.0118
2	138	2.29	-0.008	2.29	-0.0133
3	185	1.93	+0.028	1.99	+0.0258
4	145	2.16	-0.004	2.17	-0.0048
5	145	1.76	-0.002	1.77	-0.0026
6	150	2.17	0.000	2.18	0.0000
7	155	1.89	0.004	1.90	0.0033
8	150	2.18	0.000	2.20	0.0000
9	115	2.06	-0.026	2.04	-0.0300
10	115	2.06	-0.026	2.04	-0.0299
11	130	2.04	-0.014	2.03	-0.0166
12	110	2.20	-0.034	2.18	-0.0406
13	110	2.26	-0.038	2.23	-0.0430
14	110	2.09	-0.030	2.07	-0.0357
15	110	1.95	-0.026	1.93	-0.0292
16	110	2.32	-0.080	2.28	-0.0455
17	110	2.31	-0.038	2.29	-0.0459

Conclusions

It is possible to obtain a theoretically deduced method that can be checked in practice for the rapid and accurate determination of density values corrected for borehole diameter. The computation is easily carried out even under field conditions by a small desk-top calculator. Formula (1.6) is not restricted to KRGG-2-120-60sY type sondes; similar formulae can easily be derived for any other two-detector gamma-gamma sondes. If, say, a KRGG-2-120-43sY type sonde is considered, the standardization conditions should be changed and $d=86$ mm should be taken as the basis diameter. Of course, for well-collimated systems with a sufficiently large diameter the borehole effect becomes negligible.

It is hoped that the procedure presented will be of value for the quantitative interpretation of gamma-gamma logs recorded in exploratory drillings.

Table III

Borehole: Máty-132/B

Sonde: KRGG-2-120-60 sY, №7636

Isotope: Cs¹³⁷ 14.7 mCiN_{hsw} = 84 320 cpm
N_{lw} = 62 712 cpm

№	Layer	Depth [m]	Caliper d [mm]	a _{th} = 13 cm		a _t = 38 cm			ρ _b [g/cm ³]	Δρ [g/cm ³]
				N _{th} [cpm]	$\frac{N_{th}}{N_{hsw}}$	N _t [cpm]	± σ ₁ [cpm]	$\frac{N_t}{N_{lw}}$		
1	dolomite	546.9—548.4	155	52 309	0.6204	2665	163	0.0425	2.72	0.0078
2	dolomite	545.4—546.9	155	54 032	0.6408	2962	172	0.0472	2.67	0.0075
3	dolomite	542.6—544.4	155	51 078	0.6058	2517	159	0.0401	2.74	0.0079
4	dolomite	540.8—542.6	155	52 001	0.6167	2665	163	0.0425	2.71	0.0078
5	dolomite	534.9—537.8	155	52 432	0.6218	2769	166	0.0442	2.69	0.0077
6	shale-marl	525.4—527.4	165	66 463	0.7882	8145	285	0.1299	2.16	0.0141
7	shale-marl	523.0—524.8	155	68 617	0.8138	8589	293	0.1370	2.14	0.0046
8	shale-marl-sand	519.0—521.0	165	62 155	0.7371	6516	255	0.1039	2.26	0.0158
9	shale-marl	501.6—506.0	198	62 463	0.7408	6694	259	0.1067	2.29	0.0497
10	shale-marl	493.0—498.0	180	62 770	0.7444	7108	267	0.1133	2.23	0.0299
11	shaly sand	431.2—433.8	150	60 616	0.7189	6220	249	0.0992	2.26	0.0000
12	shaly sand	420.0—423.6	160	61 847	0.7335	6220	249	0.0992	2.29	0.0108
13	sand, shaly sand	399.0—403.4	158	58 155	0.6897	5775	240	0.0921	2.29	0.0087
14	shaly sand	373.0—380.0	162	60 616	0.7189	5924	243	0.0945	2.31	0.0132
15	shaly sand, shale-marl	340.0—344.0	155	62 463	0.7408	6368	252	0.1015	2.27	0.0054
16	shale	325.0—327.2	158	59 694	0.7079	5657	238	0.0902	2.32	0.0090
17	shale-marl	318.4—320.0	180	57 847	0.6860	5479	234	0.0874	2.33	0.0168
18	sandy shale, marl	314.6—316.6	165	60 924	0.7225	5998	245	0.0956	2.31	0.0164
19	sand, shale-marl	242.6—252.2	155	60 924	0.7225	6220	249	0.0992	2.27	0.0053
20	shale-marl	217.8—220.0	155	63 078	0.7481	6812	261	0.1086	2.25	0.0155
21	sand	204.8—208.2	155	61 540	0.7298	6886	262	0.1098	2.21	0.0050
22	sand	183.6—187.4	158	62 770	0.7444	6960	264	0.1110	2.22	0.0081
23	marl	150.0—155.8	165	55 386	0.6569	4072	202	0.0649	2.50	0.0195

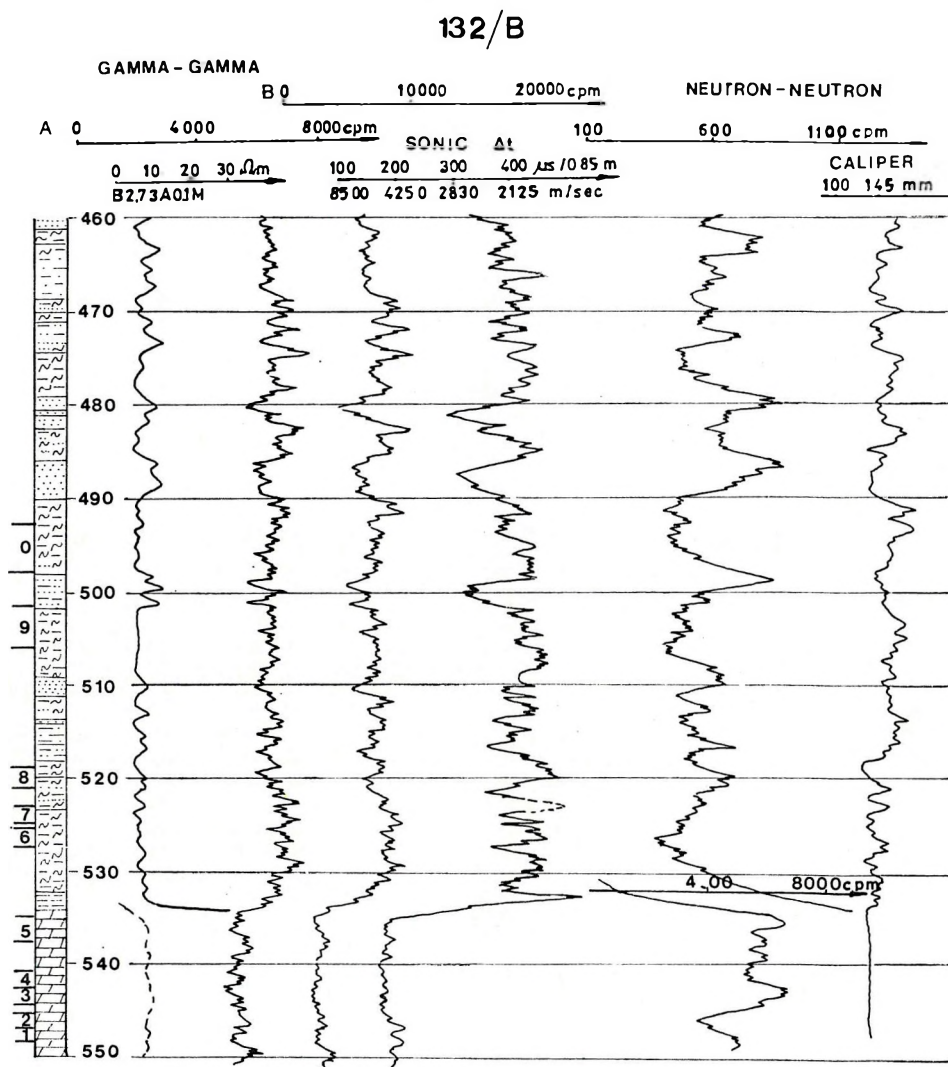


Fig. 6. Lithology and well-log section for part of the Mány-132/B borehole

A — gamma-gamma log recorded with short sonde

B — gamma-gamma log recorded with long sonde

6. ábra. Mány-132/B fúrás egy szakaszának földtani és komplex karotázs szelvényanyaga

A — rövid szondával felvett gamma-gamma

B — hosszú szondával felvett gamma-gamma

Рис. 6. Геологические и комплексные каротажные профили части скважины Мань-132/B

A — Гамма-гамма профили снятие коротким зондом;

B — Гамма-гамма профили снятие длинным зондом

ANDRÁSSY LÁSZLÓ

KÖZELÍTŐ GRAFIKUS ÉS MATEMATIKAI MEGOLDÁS A TÉRFOGATSÚLYÉRTÉKEK FŰRÓLYUKBAN TÖRTÉNŐ KÖZVETLEN MEGHATÁROZÁSÁRA, A FŰRÓLYUKHATÁS FIGYELEMBEVÉTELÉVEL

A tanulmányban bemutatott közelítő grafikus és matematikai eljárás lehetővé teszi, hogy a szilárd hasznos ásványok kutatására szolgáló fúrásokban felvett gamma-gamma szelvényekből meghatározhassuk a fűrőlyuk átmérőjére korrigált térfogatsúlyértékeket.

A mérőszondák hitelesítő méréseiből meghatározott és egy kiválasztott átmérőre normált bázisegyenlet képezi az eljárás alapját. A bázisegyenlet iránytangensértéke (M) és a fűrőlyukátmérő között megtalálható lineáris kapcsolat lehetővé teszi, hogy a bázisátmérőnél nagyobb és kisebb átmérőjű etalonsorokban végzett hitelesítő mérések eredményei segítségével a fűrőlyukátmérő-korrekció értékeit kiszámíthassuk.

A KRGG-2-120-60 sY típusú szondára bemutatjuk azt az összefüggést, amely segítségével fűrőlyukátmérőre korrigált térfogatsúlyértékek határozhatók meg. Az eljárás alkalmazhatóságát gyakorlati példák bemutatásával igazoljuk.

Л. АНДРАШИ

ПРИБЛИЖЕННОЕ ГРАФИЧЕСКОЕ И МАТЕМАТИЧЕСКОЕ РЕШЕНИЕ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЗНАЧЕНИЙ ОБЪЕМНОГО ВЕСА СУЧЕТОМ ВЛИЯНИЯ СКВАЖИНЫ

Приближающее графическое и математическое решение, представленное в настоящей статье, обеспечивает определение значений объемного веса, скорректированных на диаметр скважины, которые значения получены по гамма-гамма профилям, снятым в скважинах, пробуренных на твердые полезные ископаемые.

Основу метода представляет базисное уравнение, определенное по калибровочным измерениям измерительных зондов, нормированное на выбранный диаметр. Линейная связь между величиной тангенса базисного уравнения (M) и диаметром скважины делает возможным расчет значений коррекции диаметра скважины с помощью эталонных рядов, диаметр которых больше или меньше базисного диаметра.

По зонду KRGG-2-120-60 sY представим зависимость, с помощью которого возможно определение значений объемного веса, скорректированных на диаметр скважины. Возможность применения метода доказано практическими примерами.